

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

CONDITIONS MÉTÉOROLOGIQUES PROPICES AU DÉCLENCHEMENT DES
AVALANCHES DE NEIGE ÉLABORÉES À PARTIR D'ANALYSES
DENDROCHRONOLOGIQUES ET STATISTIQUES, GASPÉSIE
SEPTENTRIONALE, QUÉBEC

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR

MATHIEU GRATTON

DÉCEMBRE 2016

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

En premier lieu, j'aimerais remercier mon directeur, Daniel Germain, pour son temps, sa patience et ses encouragements durant ce long périple. Tu auras su me partager ta passion pour la géomorphologie et la gestion des risques dès le premier cours. Ce fut un réel plaisir de t'avoir comme mentor durant toutes ces années.

Un grand merci à Étienne Boucher, pour sa collaboration au cours de ce projet. Tes commentaires constructifs et rigoureux ont été très appréciés.

Un remerciement spécial à Jean-François Milot, Arthur et Daniel Germain pour leur aide et leur enthousiasme sur le terrain. Merci à Alexis Saint-Pierre pour l'installation de la caméra sur le terrain, et aussi à Jean-Philippe Martin, Stéphanie Morin, Annie Lagadec et Olivier Canuel Ouellet pour vos commentaires et vos encouragements durant ce processus.

Je ne pourrais terminer sans remercier ma famille et mes amis pour leur support. Vous avez su m'encourager et me divertir durant les périodes difficiles. J'en suis très reconnaissant.

Merci à chacun d'entre vous!

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	V
LISTE DES TABLEAUX.....	VII
RÉSUMÉ	VIII
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I	
REVUE DE LA LITTÉRATURE.....	6
1.2 Échantillonnage	7
1.3 Traitements des données.....	12
1.3.1 Bois de réaction.....	12
1.3.2 Cicatrice	13
1.3.3 Canaux résinifères traumatiques	14
1.3.4 Variations de croissance.....	16
1.3.5 Indicateurs marginaux	18
1.4 Seuils de réponse pour l'identification des avalanches de neige.....	19
1.5 Limites et perspectives futures de la dendrogéomorphologie	21
CHAPITRE II	
RÉGION D'ÉTUDE	25
2.1 Contexte géologique	25
2.2 Contexte géomorphologique.....	25
2.3 Climat régional	26
2.4 Végétation.....	27
2.5 Contexte avalancheux.....	27
2.6 Sites d'étude.....	28
2.6.1 L'Anse-Pleureuse	29
2.6.2 Rivière-à-Claude	30

CHAPITRE III	
MÉTHODOLOGIE.....	31
3.1 Dendrogéomorphologie	31
3.1.1 Échantillonnage.....	31
3.1.2 Traitements statistiques.....	32
3.2 Arbres de classification.....	34
CHAPITRE IV	
METEOROLOGICAL TRIGGERING SCENARIOS OF TREE-RING-BASED SNOW AVALANCHE OCCURRENCE ON SCREE SLOPES IN A MARITIME CLIMATE, EASTERN CANADA	36
4.1 Introduction.....	37
4.2 Study area and sites	39
4.3 Methods	42
4.3.1 Dendrogeomorphic procedures	42
4.3.2 Classification tree analysis and modeling	44
4.3.3 Time-lapse camera	45
4.4 Results	46
4.4.1 Snow avalanche chronologies	46
4.4.2 Classification trees of major causes of avalanche release.....	48
4.4.3 Time-lapse camera data.....	52
4.5 Discussion.....	54
4.6 Summary and conclusion.....	58
CONCLUSION.....	60
BIBLIOGRAPHIE	64

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
Figure 1.1	Segmentation d'un cerne de croissance tirée de Stoffel <i>et al.</i> , 2006. <i>Dormancy</i> (D), <i>Early Earlywood</i> (EE), <i>Middle Earlywood</i> (MD), <i>Late Earlywood</i> (LE), <i>Early Latewood</i> (EL) et le <i>Late Latewood</i> (LL)..... 15
Figure 2.1	Les zones avalanches de la Gaspésie d'après Veillette et Cloutier 1993 dans Hétu, 2007 28
Figure 2.2	Région (A) et sites d'étude (B) dans les basses vallées de la péninsule gaspésienne. Les points rouges et jaunes représentent les couloirs étudiés dans cette étude et par Dubé <i>et al.</i> (2004) respectivement. RaC et RC sont situés dans la vallée de Rivière-à-Claude, T-3 et T-5 sont à Mont-Saint-Pierre et AP est à Anse-Pleureuse. Les couloirs d'avalanche et les arbres échantillonnés sont représentés par des points pour AP (C) et RaC (D)..... 29
Figure 2.3	Site à l'Anse-Pleureuse..... 30
Figure 2.4	Site à Rivière-à-Claude..... 30
Figure 4.1	Study area (A) and sites (B) in the low-elevated coastal valleys of the northern Gaspé Peninsula. The red and yellow dots represent the sites investigated in this study and those studied by Dubé <i>et al.</i> (2004) respectively. RaC and RC are located in the Rivière-à-Claude valley, T-3 and T-5 in the Mont-Saint-Pierre valley, and AP in the Anse-Pleureuse valley. Snow avalanche paths and sampled trees at both sites AP (C) and RaC (D) are also shown. 41
Figure 4.2	Event-response histograms for the avalanche paths studied in Anse-Pleureuse (A) and Rivière-à-Claude (B). The horizontal dotted line represents the variable threshold necessary to infer an avalanche year. The black and gray curves correspond to the sample depth following the approach of Shroder (1978) and to the real available tree population necessary to record an event, respectively. Blue, red, and white bars correspond to reaction wood sequences, impact scars, and growth disturbances with a minimum population ≥ 10 trees. The three paths' chronologies (C) are represented with black, white, and gray

	bars corresponding to avalanche years, non-avalanche year, and nonexistent chronology respectively.	47
Figure 4.3	Classification trees for snow avalanches triggering recorded by tree rings at sites AP (A) and RaC (B).	49
Figure 4.4	Classification tree for the triggering of snow avalanche years recorded by tree rings at Dubé's site T-3.	52
Figure 4.5	Visible wide fracture line visible recorded the afternoon of November 21 th 2014 after the entire snowpack started to glide (A) and the morning of November 22 nd after the release of a large wet slab avalanche at the RaC site.....	53
Figure 4.6	Time series of the weather parameters leading to the occurrence of a large wet slab avalanche, recorded on November 22 th , 2014; A) 1-day snowfall (gray) and rainfall (white) recorded at Cap-Chat weather station, and snow precipitation (black) in the starting zone, as shown by the time-lapse camera. The black and gray lines represent the cumulative snowfall recorded by the camera and the weather station respectively; B) Daily maximum, minimum, and average (black line) temperature; C) Maximum wind strength (km/h) and orientation. The vertical lines indicate the beginning of the snow gliding process (dotted line), the fracture line appearance (dashed dotted line), and the avalanche release (dashed line).	54

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
Tableau 1.1	Caractéristiques méthodologiques préconisées lors d'études dendrogéomorphologiques portant sur les avalanches de neige. Cicatrice (Cic), bois de réaction (BR), bois de tension (BT), canaux résinifères traumatiques (TRD), changement de croissance (CC). 9
Tableau 3.1	Indicateurs météorologiques utilisés pour les arbres de classification 35
Tableau 4.1	Weather variables used in the study. 45
Tableau 4.2	Highest scored variables for the first and second splits at the AP site. 48
Tableau 4.3	Highest scored variables for the first and second splits at the RaC site. 50
Tableau 4.4	Highest scored variables for the first and second splits at T-3 site 51

RÉSUMÉ

Les conditions météorologiques favorables au déclenchement des grosses avalanches de neige, dans les basses vallées côtières de la Gaspésie septentrionale, demeurent encore à valider d'un point de vue statistique. Dans cette perspective, ce mémoire explore la relation avalanche-climat à l'aide des arbres de classification appliqués aux événements de forte intensité reconstitués à l'aide de la dendrogéomorphologie. Les chronologies avalancheuses sur deux versants orientés à l'est ont été comparées à celle d'un versant orienté à l'ouest. Les résultats indiquent que les premiers sont sensibles aux fortes précipitations neigeuses durant les mois de janvier, février et mars alors que les avalanches sur les versants orientés à l'ouest sont plutôt associées à des événements ponctuels de précipitations de neige joints à des températures positives. De plus, tous les versants étudiés ont montré un potentiel avalancheux en novembre et décembre mettant ainsi en lumière des conditions de déclenchement sous-estimées pour la région à l'étude. En effet, la forte variabilité météorologique au début de la saison froide, caractérisée par des épisodes de pluie sur neige et des températures oscillant autour du point de congélation, semble favoriser la formation d'un manteau neigeux instable comme en témoigne la grosse avalanche de plaques enregistrée à l'aide d'une caméra le 22 novembre 2014. Ces résultats montrent l'utilité et l'efficacité des arbres de classification à définir avec robustesse les conditions météorologiques et climatiques favorables à l'occurrence des grosses avalanches de neige tout en intégrant des paramètres à différentes échelles temporelles.

MOTS-CLÉS: Avalanche de neige, Dendrochronologie, Arbre de classification, Gaspésie

INTRODUCTION

Les précipitations sous forme de neige représentent une composante météorologique et climatique commune à la plupart des milieux arctiques-subarctiques et alpins-subalpins. Bien qu'elles ne soient pas dangereuses dans la majorité des cas, lorsque suffisamment abondantes en contexte de versants raides, ces précipitations solides peuvent parfois engendrer des avalanches de neige. L'occurrence de ces dernières, quoique reconnues et partiellement documentées dans la majorité des grandes chaînes de montagnes du globe, demeure néanmoins difficile à prévoir dans le temps et l'espace.

Au Canada, un total de 766 décès a été répertorié par le Centre Canadien d'Avalanche (2016) dont 445 décès et 295 blessés depuis 1970. Dans 90% des cas, le déclenchement de ces avalanches meurtrières est lié à la pratique des activités récréatives telles que le ski hors-piste, l'alpinisme, la motoneige, etc. Il n'est donc pas surprenant de constater que plusieurs chercheurs s'attardent à mieux comprendre ce processus, notamment dans l'ouest du pays compte tenu des montagnes Rocheuses (Fitzharris, 1981; Hägeli et McClung, 2003 ; Mock et Birkeland, 2000). Dans l'est du pays, les avalanches de neige demeurent encore méconnues et sous-estimées (Germain, 2016 ; Hétu, 2007 ; Liverman *et al.*, 2001). En effet, malgré des sommets peu imposants et généralement inférieurs à 1000 m d'altitude, les avalanches de neige demeurent néanmoins le deuxième aléa le plus meurtrier après les glissements de terrain au Québec (Hétu *et al.*, 2011). Hétu *et al.* (2015) ont recensé un minimum de 44 avalanches mortelles dans plusieurs régions administratives du Québec pour un total de 74 décès et plus de 50 blessés depuis 1825.

Malgré un bilan moins imposant (6 décès), la Gaspésie demeure sans aucun doute la région la plus propice aux avalanches de neige. Le climat, caractérisé par d'abondantes chutes de neige, couplé à un relief accidenté propice aux activités récréatives de plein-air, lesquelles sont en pleine expansion (Boucher, 2000), sont sans contredit des éléments favorables à l'occurrence des avalanches. De plus, cet aléa est aussi susceptible d'engendrer des perturbations importantes pour les activités humaines. En effet, dans la portion septentrionale de la Gaspésie, coincée entre l'escarpement côtier et le golfe du Saint-Laurent, la route 132 est l'unique voie de transport permettant le transit entre Sainte-Anne-des-Monts et L'Anse-Pleureuse, distantes l'une de l'autre par plus de 70 km (Fortin *et al.*, 2011 ; Graveline et Germain, 2016 ; Hétu, 2007). Par conséquent, l'obstruction du réseau routier suite à l'occurrence d'avalanches de neige, dont le volume peut atteindre 5000 m³, augmente de manière considérable la vulnérabilité des villages côtiers par la perte de services publics et essentiels (e.g. hôpitaux, polices et pompiers, etc.) (Fortin *et al.*, 2011).

Malgré quelques études scientifiques récentes (Dubé *et al.*, 2004 ; Fortin *et al.*, 2011 ; Germain *et al.*, 2005, 2009, 2010 ; Graveline et Germain, 2016), l'absence d'archives et l'inexistence d'une base de données exhaustive sur l'occurrence des avalanches et d'un programme de suivi des propriétés physiques du manteau neigeux limitent notre compréhension du phénomène. Afin de mieux anticiper le déclenchement naturel des avalanches de neige, le Ministère des Transports du Québec (MTQ) a commencé, il y a près d'une décennie, le recensement des événements avalancheux en bordure de la route 132. Malheureusement, ces informations demeurent trop récentes et fragmentaires pour bien cerner la fréquence des événements extrêmes. Quant aux études préalablement mentionnées, elles s'attardent au régime avalancheux sur les versants exposés au nord, aux abords de la route 132, ou encore aux versants exposés à l'ouest et correspondant aux grands talus d'éboulis actifs des vallées côtières de Mont-Saint-Pierre et Rivière-à-Claude. Bien que moins imposant par leur taille, les talus d'éboulis exposés à l'est semblent aussi affectés par le passage répété des

avalanches de neige comme en témoignent certaines observations récentes. En revanche, aucune information n'est disponible quant à la fréquence de ces grosses avalanches de neige sur les versants exposés à l'est. Il apparaît donc pertinent de mieux documenter le régime avalancheux sur ces versants et ainsi évaluer le rôle de l'exposition sur les conditions de déclenchement des avalanches de neige en Gaspésie septentrionale. À cet égard, la dendrogéomorphologie s'avère un outil fiable afin de pallier le manque de données historiques. Cette dernière utilise les anomalies ou perturbations visibles au sein des cernes annuels de croissance des arbres, dont la datation avec une résolution annuelle permet ensuite d'identifier les années avalancheuses (Carrara, 1979 ; Potter, 1969; Burrows et Burrows, 1976).

Malgré plusieurs avancées méthodologiques récentes, à savoir notamment l'utilisation des feuillus (Casteller *et al.*, 2011 ; Decaulne *et al.*, 2012), l'identification des canaux résinifères traumatiques (Stoffel et Hitz, 2008 ; Stoffel et Perret, 2006), la datation intra-annuelle des perturbations (Schneuwly et Stoffel, 2008 ; Stoffel, 2008 ; Stoffel *et al.*, 2006), le développement et la comparaison de seuils statistiques pour l'identification des événements passés (Chiroiu *et al.*, 2015), de manière générale près de 60% des événements passés ne sont pas identifiés par comparaison aux bases de données existantes (Corona *et al.*, 2012 ; Schläppy *et al.*, 2013). Par conséquent, il convient de s'interroger sur les méthodes dites usuelles en dendrogéomorphologie afin de prendre en compte d'autres paramètres susceptibles d'influencer l'enregistrement des avalanches de neige au sein des cernes de croissance des arbres. À cet effet, on note encore peu d'études intégrant la capacité d'enregistrement après un événement selon l'intensité de la réaction, l'âge et le diamètre de l'arbre.

Les études réalisées en Gaspésie ont permis l'identification de diverses conditions météorologiques favorables à l'occurrence des avalanches. Germain *et al.* (2009) ont identifié cinq conditions responsables des années à forte activité avalancheuse pour les hauts massifs de la Gaspésie centrale. Dubé *et al.* (2004), Hétu (2007), Fortin *et*

al. (2011) et Graveline et Germain (2016) ont ensuite proposé deux situations météorologiques pour expliquer le déclenchement des avalanches de neige dans les basses vallées côtières de la Gaspésie septentrionale, à savoir un régime printanier et un régime de tempêtes. Le premier régime se caractérise par une température supérieure au point de congélation, des précipitations liquides et en quelques occasions, le démantèlement des carapaces de glace. Quant au second, il est associé à d'importantes précipitations solides sur des périodes de 24, 48 et 72h (Fortin *et al.*, 2011). Cependant, ces situations sont basées uniquement sur des couloirs exposés à l'ouest et au nord, négligeant par le fait même la possibilité d'un régime avalancheux différent sur les versants opposés (exposés à l'est). De plus, ces situations météorologiques demeurent qualitatives et basées sur des événements récents et peu nombreux, ce qui explique sans doute leur manque de robustesse au plan statistique.

À cet égard, les arbres de classification et de régression (CART) offrent de nouvelles possibilités permettant l'identification quantitative de seuils sous lesquels les avalanches sont susceptibles de survenir. Basés sur l'absence (année non-avalancheuse) ou la présence d'un événement (année avalancheuse), les arbres de classification établissent par hiérarchie l'importance des variables afin d'identifier des conditions d'occurrence. Cette méthode a déjà été utilisée avec succès pour l'identification des conditions favorables aux embâcles de glace en milieu fluvial (Boucher *et al.*, 2009; Lagadec *et al.*, 2015) et pour les avalanches de neige à l'aide d'une base de données journalières (Hendrikx *et al.*, 2005). Malgré tout, l'identification des conditions météorologiques associée à l'occurrence des avalanches de neige à partir de la dendrochronologie demeure un domaine encore peu exploré. De plus, les méthodes qualitatives et quantitatives utilisées varient généralement selon l'auteur (Casteller *et al.*, 2011 ; Corona *et al.*, 2010 ; Dubé *et al.*, 2004 ; Germain *et al.*, 2009 ; Muntán *et al.*, 2004 ; Schläppy *et al.*, 2016).

Par conséquent, le manque de connaissances quant à l'influence de l'orientation des versants sur la dynamique avalancheuse en Gaspésie, joint aux nouvelles méthodes statistiques, ont permis l'élaboration de trois objectifs secondaires qui sont les lignes directrices de ce mémoire : 1) élaborer une chronologie des avalanches de neige au sein de deux couloirs exposés à l'est, et situés dans les basses vallées côtières de L'Anse-Pleureuse et Rivière-à-Claude, à l'aide de la dendrogéomorphologie; 2) déterminer les conditions météorologiques favorables au déclenchement des avalanches à l'aide des arbres de classification (CT); 3) comparer ces conditions météorologiques avec celles élaborées depuis les données dendrogéomorphologies de Dubé *et al.* (2004) pour les versants exposés à l'ouest.

CHAPITRE I

REVUE DE LA LITTÉRATURE

1.1 Introduction

La dendrogéomorphologie, soit une sous-discipline de la dendrochronologie, se définit comme l'étude des cernes de croissance des arbres et de leurs caractéristiques afin de permettre une représentation spatiale et temporelle de l'activité géomorphologique issue de divers processus (Goudie, 2004). Utilisée depuis plusieurs décennies (e.g. Potter, 1969; Shroder, 1978; Carrara, 1979; Butler et Malanson, 1985; Strunk, 1997), de nombreuses recherches ont su démontrer son efficacité à reconstituer les événements passés dans le domaine des mouvements gravitaires rapides tels que les coulées de débris (Stunk, 1991; Bollschweiler *et al.*, 2007), les chutes de pierres (Stoffel et Perret, 2006; Stoffel et Hitz, 2008) et les avalanches de neige (Potter, 1969; Burrows et Burrows, 1976; Carrara, 1979). Depuis les premières recherches, les techniques et approches issues de la dendrogéomorphologie n'ont cessé d'évoluer afin d'en améliorer la précision. Ces nombreuses améliorations méthodologiques soulèvent toutefois d'importants questionnements auxquels il convient de s'attarder dans cette revue de la littérature, suite à un bref survol du protocole dendrogéomorphologique appliqué aux avalanches de neige.

1.2 Échantillonnage

La sélection du site d'étude et des échantillons prélevés sur le terrain est sans aucun doute le critère le plus important (DeGraff et Agard, 1984; Stoffel et Bollschweiler, 2008) dans la mesure où les arbres sélectionnés doivent présenter des anomalies de croissance liées aux avalanches (Germain *et al.*, 2010; Stoffel et Hitz, 2008). La collecte des échantillons est donc réalisée à proximité d'un couloir, idéalement ayant pour principal processus les avalanches de neige. De plus, les arbres ne doivent montrer aucune perturbation de nature anthropique ou écologique (broutement, arbres tombés à proximité, etc.) afin de minimiser la marge d'erreur (Stoffel *et al.*, 2013).

Une fois le site sélectionné, l'échantillonnage peut alors être effectué au sein de la partie distale du couloir (Rayback, 1998; Dubé *et al.*, 2004), dans les îlots forestiers disparates dans le centre du couloir (Voiculescu et Onaca, 2014; Casteller *et al.*, 2008) ou au long des marges latérales dénommées *trimlines* (Szymczak *et al.*, 2010; Germain *et al.*, 2009). Le choix de la zone repose sur l'objectif de la recherche, à savoir l'identification des événements extrêmes, la recension la plus complète possible des avalanches ou encore la détermination de la distance maximale d'arrêt des avalanches, etc. En effet, selon Martin et Germain (2016b), le nombre d'événements recensé varie grandement selon la zone d'échantillonnage. Par exemple, un échantillonnage dans la portion amont d'un couloir permettra l'identification d'un plus grand nombre d'événements, incluant les avalanches de faible intensité. En revanche, il sera plus difficile de déterminer la distance d'arrêt des événements de forte amplitude.

La collecte des échantillons sur le terrain peut se produire par une sélection individuelle des arbres ou selon un ou plusieurs transects. Plus fréquemment utilisée, la première approche consiste à choisir les arbres en fonction de leur position et leur morphologie. En principe, les arbres échantillonnés doivent présenter une ou des

perturbations visibles; cicatrice d'impact ou d'abrasion, reprise de la dominance apicale, inclinaison du tronc, branches arrachées, etc. (Carrara, 1979). Par comparaison, le transect est un échantillonnage le long d'une ligne droite préalablement définie (Stoffel *et al.*, 2013), et généralement perpendiculaire au sens d'écoulement de l'avalanche. Cette dernière approche fournit également des informations complémentaires sur la dynamique forestière dans le couloir (e.g. structure d'âge) et la dimension latérale des écoulements.

Une fois l'arbre sélectionné, le prélèvement des échantillons sous forme de section transversale, de coin ou de carotte peut être effectué. Plus pratique et diminuant les risques d'une mauvaise interprétation, la section transversale ou disque fournit une meilleure information sur les événements passés (Carrara, 1979). Elle permet entre autres une vision complète des perturbations enregistrées et leur localisation au sein de l'arbre et, par conséquent, se doit d'être privilégiée (Johnson, 1987). En revanche, la coupe n'est pas toujours favorable ou possible. Le cas échéant, l'utilisation d'une sonde de Pressler peut s'avérer la meilleure option permettant ainsi de soutirer des informations sans endommager l'arbre. Les carottes doivent être prélevées à plusieurs endroits (amont, aval, bordures des cicatrices) afin d'obtenir le maximum d'information (Stoffel *et al.*, 2010). Toutefois, aucune étude n'a encore identifié le nombre optimal de carottes à prélever par individu échantillonné. Enfin, le coin consiste à retirer, sous forme de triangle, une section de l'arbre afin d'obtenir davantage d'information qu'un échantillonnage à la sonde fournirait.

Tableau 1.1 Caractéristiques méthodologiques préconisées lors d'études dendrogéomorphologiques portant sur les avalanches de neige. Cicatrice (Cic), bois de réaction (BR), bois de tension (BT), canaux résinifères traumatiques (TRD), changement de croissance (CC).

Auteur	Lieu	Couloir (N)	Echantillon (N)	Type de collectes et localisation	Seuil	Nombre minimum d'individus	Echantillonnage carotte/galette	Indicateurs	Critères identifications	Âge minimum	Échelle temporelle	Avalanche (N)
Boucher <i>et al.</i> , 2003	Mont Hog's Back	1 (HBN)	62	Transect(3)	moyenne des réponses + 1 écart-type	6	Toutes des galettes	BR/Cic	BR minimum de 2 ans	NA	1895-1996	35
Dubé <i>et al.</i> , 2004	Mont- Saint- Pierre	1 (T5)	62	Transect(3) + collecte sélective	10%	10	NA/112	Cic/BR	BR minimum de 2 ans	NA	1860-1997	6
		1 (T3)	20	Transect(1)			NA/24				1940-1997	11
	Riv.-à- Claude	1 (RC)	28	Transect(1)			NA/34				1934-1997	7
Germain <i>et al.</i> , 2005	Mont- Saint- Pierre	1 (T-9)	78	Long du couloir	Varie de 2 à 4 selon la combinaison des critères	Voir seuil	NA/103	Cic/BR	durée + angle du BR / angle cicatrice	10 ans	1932	11
		1 (C1)	25				NA/39				1934	5
		1 (C2)	27				NA/45				1947	5
		1 (C3)	8				NA/13				NA	0
		1 (C4)	5				NA/8				NA	0
Germain <i>et al.</i> , 2009	Chic-Chocs	1 (MA)	68	Partie distale	10%	10	NA/109	Cic/BR	durée + angle / angle cicatrice	20 ans	1944-1999	15
		1 (GC)	10	Partie distale			NA/59				1908-1999	24
		1 (HBS)	243				NA/436				1843-1999	15
		1 (BLN)	25				NA/80				1938-1999	27
		1 (BLS)	22				NA/90				1896-1999	19
		1 (val-1)	50				NA/78				1972-1999	6
		1 (val-3)	27				NA/42				1971-1999	6

		1 (val-4)	61					NA/82									1917-1999	17
		1 (val-7)	20					NA/84									1870-1999	19
		1 (val-8)	39					NA/82									1974-1999	5
	Mont-Albert	1 (MSA)	62					NA/72									1951-1999	10
Carrara, 1979	Ophir	1	50	4 zones	NA	NA	NA	les deux	BR/CC/ Cic	NA	5	catégories selon la réaction	NA	NA	1880-1976	4		
Corona <i>et al.</i> , 2010	La Grave	1	232	long du couloir	10%	10	10	224/150	BR/Cic/ CC/TRD	NA	5	catégories selon la réaction	NA	NA	1919-1994	20		
Casteller <i>et al.</i> , 2008	Cerro Ventana, Patagonie	1	50	bordure + quadra	NA	NA	NA	22/47	Cic/CC/ excentricité	NA	seuil indice excentricité	NA	NA	NA	7			
Laxton <i>et al.</i> , 2009	Udaipur, Himalaya	1	36	Transect(5)	NA	NA	NA	les deux	TRD/Cic	NA	NA	NA	NA	1972-2006	17			
Muntán <i>et al.</i> , 2004	Canal del Roc Roig	1	132	Transect(2) + partie distale + bordure	NA	NA	NA	109/18 + 5 coins	excentricité /BR/CC/ Cic/Arbre mort	NA	NA	NA	NA	1930 -2002	5			
Decaulne <i>et al.</i> , 2012	nord de l'Islande	1	39	Transect (4)	10% (événement majeur AAI>40%)	2	2	17/22	BT/CC	NA	3	catégories	NA	1927-2009	52			
Rayback, 1998	Arapaho National Forest, Colorado	1 (Grizzly peak) 1 (Mountain Bethel)	33 11	long couloir+ partie distale	NA	NA	NA	31/25+9 coins 0/33	Cic/CC/ Arbre mort	NA	NA	NA	NA	1933-1996 1838-1996	11 19			
Butler et Malanson, 1985	Montana	1 (Goat lick) 1 (Shed 7)	30 48	NA 3 zones dont un transect	40%	2	2	les deux	BR/CC/Cic	NA	NA	NA	NA	1924-1979 1934-1981	10 15			
Casteller <i>et al.</i> , 2011	Patagonie sud	1 (LD1) 1 (LD2) 1 (LD3)	14 15 8	Centre + bordure	Système de pointage selon l'indicateur	NA	NA	0/17 0/18 + 1 coin 0/8	Cic/CC/ BT/ excentricité	NA	NA	NA	NA	NA	6 2 2			

1.3 Traitements des données

Dans la littérature scientifique, le nombre d'indicateurs utilisé pour la reconstitution des événements passés varie souvent selon les recherches et les auteurs (tableau 1.1). Le bois de réaction et les cicatrices d'impact demeurent néanmoins les perturbations les plus utilisées (Stoffel et Corona, 2014). Par la suite, plusieurs indicateurs complémentaires peuvent s'ajouter tels que les variations de croissance, la présence de canaux résinifères traumatiques et l'excentricité afin d'apporter des informations supplémentaires.

1.3.1 Bois de réaction

Le bois de réaction (tension ou compression) demeure l'indicateur le plus utilisé (Timell, 1986). Il se produit lorsqu'une avalanche percute un arbre, l'impact engendré incline alors l'individu le forçant ainsi à densifier ces cellules, pour une durée variable, afin de se redresser en position verticale (géotropisme) (Heinrich *et al.*, 2007). Chez les conifères, le bois de compression se développe du côté aval correspondant au côté opposé de l'impact. Il est habituellement simple et facile à identifier à l'aide d'une loupe binoculaire puisqu'il est associé à un cerne d'une teinte plus foncée qu'à l'usuelle. Pour les feuillus, le bois de tension se développe en amont, soit du côté de l'impact. Moins utilisés que les conifères, les cernes de croissance des feuillus présentent une couleur plus pâle, ce qui le rend plus difficile à identifier. Malgré tout, quelques recherches sont basées sur l'analyse du bois de tension (Decaulne *et al.*, 2008; 2012).

L'utilisation des séquences de bois de réaction pour l'identification des avalanches de neige n'est toutefois pas triviale. En effet, la formation de bois de réaction n'est pas uniquement produite par les avalanches (Bryant *et al.*, 1989), mais peut aussi provenir d'autres processus comme le sur-enneigement (Martin et Germain, 2016b). Pour cette raison, il est préférable d'utiliser les séquences qui perdurent sur une

longue période de temps, soit un minimum de deux années consécutives (Boucher *et al.*, 2003; Dubé *et al.*, 2004). En effet, selon les résultats de Casteller *et al.*, (2007), la durée moyenne des réactions varie de 2,2 à 3,4 ans après une année avalancheuse de forte intensité. Cependant, de plus en plus d'auteurs utilisent dorénavant une classification des perturbations selon 5 niveaux d'intensité (Frazer, 1985; Germain *et al.*, 2005). Celle-ci combine généralement l'intensité de plusieurs indicateurs comme la taille des cicatrices, les réductions significatives de croissance, etc. (Corona *et al.*, 2010; Decaulne *et al.*, 2012; Reardon *et al.*, 2008).

1.3.2 Cicatrice

Associées à des perturbations mécaniques, les cicatrices d'impact et d'abrasion doivent leur formation lorsqu'une avalanche entre en contact avec un arbre endommageant ainsi le cambium de l'arbre. Lorsque la pression d'impact est suffisante, on note une entaille sur le tronc ou les branches produite par les débris rocheux et ligneux transportés dans la masse de neige en mouvement (Carrara, 1979). Au fil des ans, l'arbre produira des bourrelets dits cicatriciels, lesquels permettront ultimement de masquer entièrement la cicatrice diminuant ainsi les chances de déceler des événements plus anciens.

Malgré la disparition progressive des cicatrices avec le temps, il demeure possible d'identifier ces vieux impacts sur les sections transversales avec une résolution annuelle, voire intra-annuelle dans certains cas puisqu'il est possible d'identifier les perturbations estivales, durant la saison de croissance, versus les perturbations au cours de la saison de dormance. En effet, la reprise de croissance directement après l'impact permet d'identifier la saison d'occurrence de l'évènement (Szymczak *et al.*, 2010; Kogelning-Mayer *et al.*, 2011). Cette approche sera expliquée plus en détail dans la section suivante. De plus, la hauteur des cicatrices peut permettre, dans une

certaine mesure, l'estimation grossière du volume ou de l'épaisseur de neige lors de l'avalanche (Carrara, 1979, Mears, 1975).

1.3.3 Canaux résinifères traumatiques

De plus en plus utilisés, les canaux résinifères traumatiques (TRD) sont devenus des indicateurs très prisés depuis 2008 (Stoffel et Corona, 2014). Contrairement aux canaux résinifères normaux, les canaux traumatiques forment des poches de résine facilement identifiable à l'œil nu ou à l'aide d'une loupe binoculaire. Ces derniers surviennent principalement suite à une blessure au niveau du cambium ou une attaque d'insectes, la présence de champignons, des conditions climatiques extrêmes ou des blessures mécaniques (Stoffel, 2008). Dans la mesure où ces impacts sont redevables à des processus géomorphologiques, cet indicateur peut contribuer à l'identification d'anciens événements (Stoffel *et al.*, 2006; Schneuwly *et al.*, 2008).

Selon Nagy *et al.* (2000) et Yoshimura *et al.* (1981), la formation des canaux résinifères traumatiques s'étire sur une période de 36 jours. Kuroda et Shimaji (1983) ont expérimenté le processus en insérant, à plusieurs reprises, une épingle de métal sur trois arbres distincts afin de suivre le développement des cellules et la formation de résine. Les résultats montrent qu'après quatre jours, les parois cellulaires commencent à se contracter à proximité des cellules mères du xylème. Au sixième jour, un espace apparaît au centre des contractions. Au dixième jour, l'ouverture entre les rangées du xylème continue à s'accroître et le vingtième jour, des gouttelettes de résine apparaissent le long des parois cellulaires. Enfin, au 36^e jour, une ligne irrégulière de canaux résinifères est visible.

À partir de ces connaissances et observations, il est dorénavant possible de distinguer la saisonnalité des mouvements gravitaires. À titre d'exemple, comme les avalanches

de neige surviennent durant l'hiver, correspondant à la période de dormance des arbres, l'apparition des canaux résinifères traumatiques se produira lorsque le cambium commencera de nouveau sa croissance au printemps (Bannan, 1936). À l'inverse, les coulées de débris se produisent généralement plus tard dans l'année, lors de la période de croissance, favorisant l'apparition de résine plus tardive dans le cerne de croissance (Stoffel et Hitz, 2008).

De la même manière, Stoffel *et al.* (2006) sont parvenus à subdiviser le bois initial (*earlywood*) et le bois final (*latewood*) en plusieurs sous-sections (figure 1.1). Le bois initial se forme au début de la saison de croissance et il est caractérisé par de larges cellules avec des parois minces, permettant le transport d'une plus grande quantité de nutriments et d'eau. Quant au bois final, formé plus tard dans la saison de croissance, il se caractérise par des cellules plus compactes et denses afin d'augmenter la stabilité de l'arbre (Stoffel et Bollschweiler, 2009).

Le bois de dormance (D) représente la délimitation entre le cerne à venir et celui de l'année précédente. Dans le bois initial, on retrouve donc le *Early Earlywood* (EE) dès le début de la saison de croissance (Stoffel et Hitz, 2008). Dans cette partie du cerne réside les réactions associées aux processus hivernaux comme les avalanches. La seconde sous-section, nommée *Middle Earlywood* (MD), est une zone tampon pour éliminer les erreurs d'interprétations entre les processus hivernaux et estivaux. En ce qui a trait aux trois sous-sections suivantes, soit le *Late Earlywood*, *Early Latewood* et le *Late Latewood*, elles représentent la période de

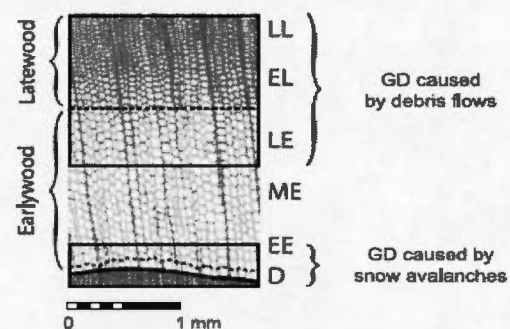


Figure 1.1 Segmentation d'un cerne de croissance tirée de Stoffel *et al.*, 2006. *Dormancy* (D), *Early Earlywood* (EE), *Middle Earlywood* (MD), *Late Earlywood* (LE), *Early Latewood* (EL) et le *Late Latewood*(LL)

juillet à octobre. Par conséquent, les événements survenant durant cette période sont associés à des processus estivaux, voire automnaux.

1.3.4 Variations de croissance

Les changements abrupts dans la largeur des cernes de croissance peuvent se traduire par une augmentation ou une diminution et ce, généralement de manière plus importante par comparaison aux arbres non affectés par le passage des avalanches de neige. Bien que la largeur des cernes soit principalement corrélée aux conditions hydroclimatiques lors de la saison de croissance, des variations significatives de croissance peuvent aussi indiquer des perturbations de nature géomorphologique.

La formation d'un cerne étroit par rapport à une moyenne donnée est un indicateur d'un stress vécu (Shroder, 1980). Ce stress peut être causé par plusieurs facteurs physiologiques liés aux conditions de croissance (e.g. un manque d'eau ou de nutriments; Stoffel et Bollschweiler, 2009), mais peut aussi apparaître suite à des dommages mécaniques associés aux avalanches de neige (e.g. décapitation de la cime, branches arrachées; Stoffel et Bollschweiler, 2008). Ces perturbations viennent ainsi engendrer un stress notable sur l'individu diminuant la vigueur du cambium, ce qui résulte en un cerne étroit témoignant d'une faible croissance radiale.

Il est aussi possible d'identifier un événement à l'aide d'une augmentation significative de croissance par rapport à une moyenne donnée. En effet, lorsqu'une avalanche est suffisamment puissante pour endommager une partie de la forêt, certains individus situés dans la zone affectée ou à proximité survivent sans être particulièrement perturbés. Dans ce cas, l'élimination de certains arbres et de compétiteurs entraîne de meilleures conditions de croissance, à savoir un surplus d'eau, de nutriments et une plus grande exposition aux radiations solaires (Carrara,

1979) et, par conséquent la formation d'un ou plusieurs cernes larges (Stoffel et Bollschweiler, 2008).

Sur le plan méthodologique, l'identification de ces variations, dites significatives, dans la croissance radiale des arbres demeure encore abstraite. En effet, peu d'auteurs définissent clairement les méthodes utilisées afin d'identifier ces fortes variations de croissance. Selon Casteller *et al.*, (2011), il faut calculer la moyenne des trois années qui précèdent le changement de croissance et les trois années subséquentes, incluant l'année de la perturbation, afin de comparer ces deux périodes. Par la suite, ces derniers suggèrent un accroissement de 200% par rapport à la moyenne et une réduction de croissance de 70% afin d'être comptabilisés comme une perturbation.

Kogelnig-Mayer *et al.*, (2011) utilisent un système basé sur la durée et l'intensité de la réaction selon trois niveaux : faible, intermédiaire et fort. Le signal, soit la variation de croissance, est considéré faible si le cerne est d'une largeur inférieure à 60% par rapport au précédent. Si le signal est supérieur à 60% sur une période de deux à quatre ans, il est considéré comme étant intermédiaire. Enfin, avec la même intensité mais pour une durée égale ou supérieure à cinq ans, le signal est considéré comme fort.

Finalement, Stoffel et Corona (2014) ont proposé des seuils plus rigoureux, lesquels s'inspirent de la méthode précédente. Pour une diminution de croissance significative, il faut une variation minimale de 60% sur une durée de quatre ans ou plus correspondant à un signal faible. Avec une variation égale ou supérieure à 100% pour une durée de quatre à huit ans, le signal est considéré intermédiaire. Enfin, avec une variation de croissance dépassant les 200% sur plus de huit ans, le signal est considéré fort. Pour une augmentation de croissance, les durées ci-haut mentionnées demeurent identiques mais les réactions demandées sont moins sévères avec des seuils de 50, 100 et 150% correspondant à des intensités faible, intermédiaire et forte.

Par conséquent, l'utilisation quantitative de la variation de la largeur des cernes de croissance des arbres pour identifier des perturbations géomorphologiques demeure une approche encore relativement arbitraire et subjective selon les auteurs, d'autant plus qu'on note l'absence de synthèse ou d'études comparatives à ce sujet.

1.3.5 Indicateurs marginaux

D'autres indicateurs, dits marginaux, sont plus rarement utilisés tels que l'excentricité du tronc et l'utilisation d'arbres morts. Dans le premier cas, Casteller *et al.* (2008) calculent la largeur des cernes dans la portion aval de l'arbre, laquelle est ensuite divisée par la largeur des cernes dans la portion amont de l'arbre, afin d'obtenir un indice d'excentricité avec une résolution annuelle (Schweingruber, 1996). Cependant, l'excentricité du tronc de l'arbre semble souvent liée à la présence de bois de réaction, lequel représente a priori un indicateur plus fiable pour la reconstitution d'évènements passés (Muntán *et al.*, 2004). De plus, cet indicateur peut aussi être le résultat d'une mauvaise distribution des nutriments ou du développement inégal de la cime et du système racinaire (Braam *et al.*, 1987).

Les arbres morts sont aussi parfois utilisés afin de reconstituer de longues chronologies. Cette approche consiste à échantillonner des arbres morts suite au passage des avalanches de neige et de les interdater avec une chronologie de référence pour connaître la ou les années de mortalité de ces arbres (Casteller *et al.*, 2007; 2011). De cette façon, les perturbations présentes dans les cernes de croissance des arbres morts peuvent en plus être utilisées et permettre une reconstitution des événements passés sur une plus longue période (Muntán *et al.*, 2004).

1.4 Seuils de réponse pour l'identification des avalanches de neige

Depuis la publication de Shroder (1978) concernant l'approche *processus-événement-réponse*, laquelle permet de pondérer le signal dendrogéomorphologique obtenu en fonction du nombre d'arbres échantillonnés et susceptibles d'enregistrer un événement donné pour chacune des années de la chronologie, de nombreuses modifications et améliorations ont été proposées afin d'établir un seuil valable pour l'identification d'événements significatifs. En effet, Bryant *et al.* (1989) ont montré la présence de plusieurs perturbations en milieu forestier malgré l'absence de processus géomorphologiques. La présence de signaux dans les milieux forestiers non perturbés montre d'une part, la difficulté de faire confiance à une seule réaction et, d'autre part, les origines possibles de ces enregistrements à savoir un fort vent, un surenneigement, un chablis, etc. (Martin et Germain, 2016b). Par conséquent, afin d'éliminer le bruit engendré par la dynamique naturelle, la méthode suggérée par Shroder (1978) est aujourd'hui l'approche la plus utilisée pour identifier les événements avalancheux.

D'un point de vue pratique, cette technique est relativement simple dans la mesure où elle consiste à calculer le nombre total d'arbres perturbés pour une année donnée et diviser ce dernier par le nombre total d'arbres vivants durant l'année en question pour obtenir un pourcentage de réponse (Shroder, 1978). Par la suite, ce résultat (%) est comparé au seuil établi préalablement pour identifier les années dites avalancheuses. Cette approche permet de minimiser les chances d'une mauvaise interprétation des résultats en éliminant les autres processus naturels ou bruit de fond de l'équation (Reardon *et al.*, 2008). Cependant, le choix du seuil varie grandement selon les études. Butler et Malanson (1985), Butler *et al.* (1987) et Bryant *et al.* (1989) utilisent un seuil de 40% alors que Germain *et al.* (2010) suggèrent que le seuil doit varier selon les conditions locales, correspondant à 10% pour la région de la Gaspésie. Dubé *et al.* (2004) et Decaulne *et al.* (2012) utilisent le même seuil pour la Gaspésie

septentrionale et l'Islande. Le seuil de 10% ne fait toutefois pas l'unanimité puisqu'il est considéré comme trop permissif par Butler et Sawyer (2008) lorsque la population échantillonnée est restreinte. Chiroiu *et al.* (2015) et Corona *et al.* (2012) proposent plutôt un seuil variable prenant en considération le pourcentage de réponses (P_i) et le nombre de perturbations (*growth disturbance*; GD) en fonction de la taille de la population échantillonnée. Cette approche permet entre autres d'éliminer les surestimations engendrées par une population trop petite et les sous-estimations qui pourraient découler d'un échantillonnage exhaustif.

Martin et Germain (2016b) utilisent le seuil variable proposé par Corona *et al.* (2012), toutefois ils apportent quelques modifications lorsque la réponse est supérieure au seuil requis mais sans le nombre minimal de perturbations. Dans ce dernier cas, une spatialisation des arbres échantillonnés est effectuée pour calculer l'indice de Moran et ainsi évaluer la proximité des arbres endommagés. Par conséquent, les années possédant un indice supérieur à 0 sont considérées comme étant avalancheuses dans la mesure où les arbres perturbés présentent une certaine forme de regroupement, ce qui semble cohérent avec la trajectoire probable d'une avalanche.

D'autres auteurs évaluent l'intensité des avalanches reconstituées en fonction de la réponse dendrogéomorphologique obtenue. En effet, Decaulne *et al.* (2012) identifient les avalanches avec un seuil de 10% et considèrent ces dernières d'une forte intensité avec une réponse supérieure ou égale à 40%. Voiculescu et Onaca (2014) utilisent une classification similaire avec des seuils de 10 à 20, 21 à 30 et plus de 31% correspondant à des avalanches de faible, moyenne et forte intensité. Il convient aussi de mentionner que dans la plupart des études dendrogéomorphologiques, on utilise un nombre minimum d'arbres échantillonnés afin de considérer une chronologie. Cette population minimale, correspondante généralement à 10 arbres (Germain *et al.*, 2005; Pederson *et al.*, 2006; Reardon *et al.*,

2008; Schlappy *et al.*, 2013, Chiroiu *et al.*, 2015), bien que Boucher *et al.* (2003) proposent un minimum de six individus, permet ainsi d'éliminer les surestimations produites par la diminution de la population échantillonnée (nombre d'arbres vivants) avec le temps (Dubé *et al.*, 2004).

1.5 Limites et perspectives futures de la dendrogéomorphologie

Malgré l'élaboration de méthodes d'échantillonnage et d'analyse de plus en plus précises et novatrices, les reconstitutions issues de la dendrogéomorphologie demeurent lacunaires à plusieurs égards. Tout d'abord, comme le mentionne Carrara (1979), les grosses avalanches à forte capacité de destruction entraînent des dommages importants au couvert forestier éliminant de nombreux arbres. Cette perte d'information rend ainsi les reconstitutions plus difficiles, voire impossibles dans certains cas (Germain *et al.*, 2009). Le deuxième aspect concerne l'occurrence possible, voire probable, de plusieurs avalanches de neige au cours d'une même saison (Rayback, 1998; Casteller *et al.*, 2007). L'utilisation de la dendrochronologie permet une résolution annuelle ou intra-annuelle, certes, lorsqu'il s'agit de processus distincts mais ne peut distinguer plusieurs événements au sein d'une même saison. Enfin, il convient aussi de garder à l'esprit que les événements reconstitués sont ceux d'une taille suffisante pour endommager les arbres. Selon Corona *et al.* (2012) et Schlappy *et al.* (2013), la dendrogéomorphologie permettrait ainsi de reconstituer approximativement 40% des événements passés lorsque comparés aux bases de données historiques. Bien que cette méthode ne parvienne jamais à reconstituer tous les événements passés, des améliorations méthodologiques sont encore envisageables afin d'optimiser le taux de réponse et une reconstitution plus exhaustive des événements passés.

À cet égard, l'intégration des paramètres physiologiques des arbres permettrait l'obtention d'une réponse annuelle peut-être plus réaliste et ce, malgré les différences

dans les méthodes d'échantillonnage, les indicateurs et les seuils en fonction des auteurs (tableau 1.1). En effet, lorsqu'un arbre subit un traumatisme important, la réponse à cette perturbation peut perdurer plusieurs années et ainsi camoufler la ou les réponses à des événements subséquents (Burrows et Burrows, 1976). Malgré cela, l'arbre en question demeure dans l'échantillonnage et est comptabilisé au lieu d'être temporairement retiré jusqu'à ce que la réponse à la dernière perturbation prenne fin. Le fait de considérer cet arbre dans la population vient ainsi diminuer la réponse (%) pour les années considérées, au lieu de prendre en compte le nombre réel d'individus susceptibles d'enregistrer un événement. Il serait important de prendre en considération la morphologie de l'arbre et ses composantes pour une meilleure précision. Chaque indicateur devrait ainsi être analysé de manière indépendante afin de permettre une réponse plus réaliste. Par la suite, les réponses (%) pour chacun des indicateurs considérés seraient combinées pour identifier les années dites avalancheuses.

À titre d'exemple, une séquence de bois de réaction peut perdurer plusieurs années successives. Garavaglia et Pelfini (2001) mentionnent qu'après un événement en 2001, le pourcentage de bois de réaction est demeuré supérieur à 40% pour une durée de 5 ans. Casteller *et al.* (2007) mentionnent des résultats similaires en ayant toutefois une réponse moins élevée. La présence soutenue de bois de réaction dans les cernes de croissance peut ainsi empêcher l'enregistrement d'un événement subséquent. Afin d'éliminer ce biais, il faudrait retirer les carottes lorsqu'une séquence de bois de réaction est présente sur plusieurs années. Dans le cas des sections transversales, la présence d'un changement brusque dans l'orientation du bois de réactions peut être interprétée comme un événement distinct.

Il serait aussi intéressant de considérer la taille (diamètre et circonférence) des arbres échantillonnés, notamment pour les séquences de bois de réaction, puisque les conifères semblent perdre leur habilité à produire du bois de réaction lorsque leur

diamètre est trop important (Schaerer, 1972). Les propos de Muntán *et al.* (2004) vont en ce sens puisque neuf échantillons ont réagi à l'avalanche de 1996 lorsque les arbres avaient moins de 50 ans par comparaison à seulement deux pour les arbres plus âgés (50 à 100 ans). Chez les arbres centenaires, aucune réaction n'a été enregistrée. Les résultats de Casteller *et al.* (2007) vont également en ce sens, à savoir les zones du couloir d'avalanche possédant un taux de réponse élevé correspondent aux secteurs avec les arbres dont les diamètres sont les plus petits. En effet, le couloir et les bordures possèdent des diamètres plus petits ($\leq 7,00 \pm 3,67$ cm) par comparaison à la zone de contrôle ($18,14 \pm 9,0$ cm et $11,31 \pm 3,20$ cm) et de dépôt ($6,92 \pm 2,03$ cm et $27,71 \pm 14,2$ cm). Ces résultats suggèrent une perte de flexibilité à partir d'un diamètre donné ce qui réduirait la capacité d'enregistrement des arbres et, au contraire, augmenterait les chances de rupture lors d'une avalanche (Johnson, 1987). En effet, Dorren et Berger (2006) ont montré que plus le diamètre est grand, plus l'arbre est en mesure d'absorber l'énergie produite par l'impact sans fléchir diminuant ainsi les chances de produire du bois de réaction. Malheureusement, le manque de données empêche d'établir clairement la relation entre la présence de bois de réaction et le point de rupture, sans doute variable en fonction des espèces. À l'inverse, les arbres d'un petit diamètre devraient aussi être retirés ou restreints dans l'échantillonnage compte tenu de leur hyperflexibilité. En effet, un jeune individu de petit diamètre peut produire des séquences de bois de réaction associées au poids du couvert nival (Johnson, 1987) ou être simplement enfoui sous la neige et n'enregistrer aucune avalanche (Bryant, 1989). Un minimum de 10 à 20 cernes est généralement utilisé selon les auteurs et les milieux échantillonnés (Chiroiu *et al.*, 2016; Luckman, 2010; Germain *et al.*, 2009).

Malgré ces interrogations, la dendrogéomorphologie demeure néanmoins un outil fiable, peu coûteux, et une source importante d'informations notamment là où les données historiques sont absentes. En effet, l'omniprésence des milieux forestiers représente une base de données significative. De plus, lorsque jumelée aux données

météorologiques et climatiques, la dendrogéomorphologie permet l'élaboration de modèles de prévision des processus géomorphologiques.

CHAPITRE II

RÉGION D'ÉTUDE

2.1 Contexte géologique

Sur le plan géologique, le nord de la péninsule gaspésienne fait partie de la chaîne des Appalaches (Enos, 1969). Ce relief appalachien provient de deux grandes phases de plissements, soit l'orogénèse taconienne et acadienne, datant respectivement de l'Ordovicien et du Dévonien. Ces collisions ont engendré la formation de schiste argileux et ardoisier, de grauwacke, de grauwacke calcaireuse et de quelques strates de calcaires (McGerrigle, 1959; Enos, 1969). De plus, la présence de nombreux plans de faiblesse reliés aux diaclases, aux joints de stratification et aux clivages rend le substrat rocheux très friable, sensible aux cycles gel-dégel et propice aux chutes de pierres (Hétu et Gray, 1980).

2.2 Contexte géomorphologique

Le relief gaspésien est constitué de trois niveaux de plateaux : le plateau gaspésien (400 à 600 m), le plateau des Chic-Chocs (790 à 900 m) et le plateau des monts McGerrigle et Albert (1000 à 1100 m) (Hétu et Gray, 1985). À travers ces trois niveaux, l'héritage de l'inlandsis Laurentidien persiste. En effet, le retrait du glacier, évalué vers 13 500 ans BP sur la côte et 10 000 ans BP pour le centre de la Gaspésie (Dionne, 1977 ; Leblais et David, 1977), a permis l'intrusion de la mer de Goldthwait dans les vallées sur une distance de 8 km et une altitude de 55 à 65 m (Hétu et Gray,

1980). Pendant ce temps, un climat périglaciaire a fait son apparition laissant de nombreux vestiges tels que des glaciers rocheux, de sols polygonaux et des îlots de pergélisol relique à certains endroits (Hetu et Gray, 2000).

Le retrait de l'inlandsis a permis la formation de vallées glaciaires typiques, caractérisées par des versants abrupts avec des parois rocheuses mesurant plusieurs dizaines de mètres et favorables à la mise en place de grands talus d'éboulis. Dans la majorité des cas, la végétation est parvenue à coloniser l'ensemble du versant jusqu'au sommet. Cependant, à certains endroits, le taux élevé de recul des parois rocheuses couplé à des processus géomorphologiques variés et efficaces dans la redistribution du matériel sur les talus d'éboulis, s'avèrent trop importants empêchant ainsi la progression altitudinale du couvert végétal (Hétu, 1990 ; Lafortune *et al.*, 1997). Lorsque ces ouvertures sont suffisamment grandes, plusieurs mouvements gravitaires rapides tels que les avalanches (Boucher *et al.*, 2003 ; Dubé *et al.*, 2004 ; Germain *et al.*, 2009 ; Hétu, 2007), les coulées de pierres glacées (Hétu *et al.*, 1994) et les coulées de débris (Fortin *et al.*, 2015 ; Hetu et Gray, 2000) prennent place. Cependant, lorsque ces processus géomorphologiques sont absents ou trop peu fréquents, la végétation colonise le talus d'éboulis et parvient lentement jusqu'au sommet des plateaux (Dubé *et al.*, 2004 ; Hetu et Gray, 2000).

2.3 Climat régional

Le contexte climatique de la Gaspésie demeure complexe et instable. En effet, de par sa localisation, la Gaspésie est sujette aux masses d'air en provenance de l'Arctique, de l'Atlantique et des Grands Lacs suivant l'estuaire du Saint-Laurent, auquel s'ajoute un effet orographique lié au relief montagneux (Gagnon, 1970). Malgré une température moyenne annuelle de 3°C au niveau de la mer et de -3°C à -5°C en montagne, des températures positives sont possibles durant l'hiver accompagnées de précipitations liquides (Hétu et Vandelac, 1989). Sur une base annuelle, ces

précipitations avoisinent 800 mm au niveau de la mer et 1600 mm en montagne, dont 40% sous forme de neige (Gagnon, 1970).

2.4 Végétation

Dans les vallées côtières, l'érable à sucre (*Acer saccharum* Marsh) domine jusqu'à une altitude de 80 m. Vient ensuite un mélange de sapins baumiers (*Abies balsamea* (L.) Mill.) et de bouleaux jaunes (*Betula alleghaniensis* Britton) entre 80 à 300 m. Au-delà de 300 m d'altitude, on retrouve le sapin baumier et le bouleau blanc (*Betula papyrifera* Marsh) et ce, jusqu'au sommet des talus avoisinant les 400 m (Labelle et Richard, 1984 ; Payette et Boudreau, 1984). Par endroit, la végétation forestière est parsemée d'une mosaïque d'arbustes plus flexibles témoignant de la présence de mouvements gravitaires dans un passé récent. De plus, sur les talus d'éboulis, le cèdre (*Thuja occidentalis* L.) est une espèce couramment rencontrée.

2.5 Contexte avalancheux

En ce qui concerne les avalanches de neige en Gaspésie, Veillette et Cloutier (1993) ont recensé quelques centaines de couloirs. La forte majorité d'entre eux est répartie en quatre principaux groupes (figure 2.1). Tout d'abord, dans le nord, les avalanches se retrouvent dans le secteur de Mont-Louis, plus particulièrement entre les villages de Rivière-à-Claude à l'ouest et de L'Anse-Pleureuse à l'est. Les deuxième et troisième secteurs se situent à la même latitude mais dans le centre de la péninsule, à savoir dans les monts Chic-Chocs et les monts McGerrigle. Enfin, les avalanches dans le sud de la péninsule se concentrent essentiellement dans la vallée de la rivière Cascapédia (Hétu, 2007).

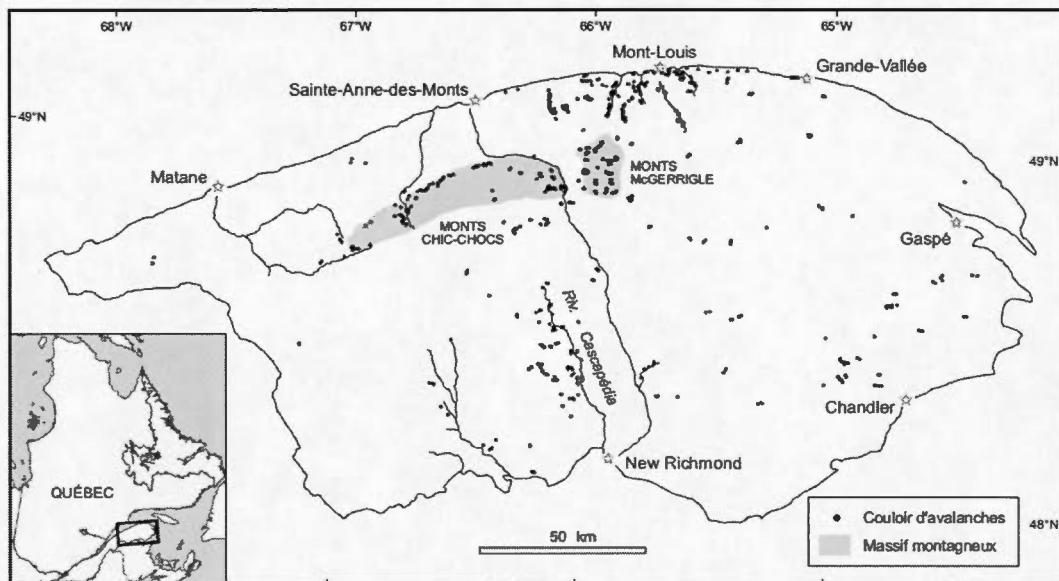


Figure 2.1 Les zones avalancheuses de la Gaspésie d'après Veillette et Cloutier 1993 dans Hétu, 2007

2.6 Sites d'étude

Notre étude se concentre dans le secteur de Mont-Louis à proximité du village de Mont-Saint-Pierre (figure 2.2A). Deux couloirs d'avalanche seront présentés afin de permettre une meilleure compréhension de la dynamique avalancheuse présente sur les versants exposés à l'est. Le premier site est localisé dans la vallée de L'Anse-Pleureuse et le second se trouve dans la vallée de la Rivière-à-Claude. Ces deux sites seront comparés à un couloir (T-3) provenant de l'étude de Dubé *et al.* (2004). Ceux-ci ont élaboré une chronologie avalancheuse pour ce site à partir de la dendrochronologie. Au total, ces trois sites sont distancés d'une vingtaine de kilomètres (figure 2.2B).

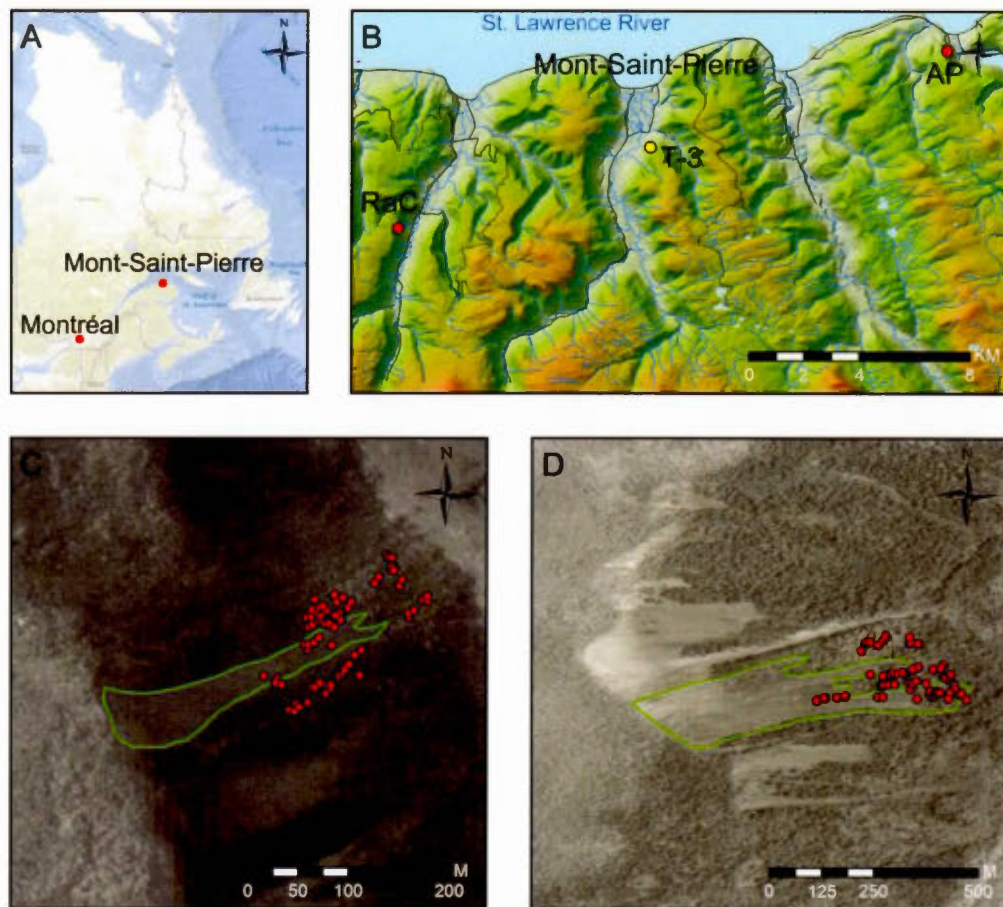


Figure 2.2 Région (A) et sites d'étude (B) dans les basses vallées de la péninsule gaspésienne. Les points rouges et le jaune représentent respectivement les couloirs étudiés dans cette étude et par Dubé *et al.* (2004). RaC est situé dans la vallée de Rivière-à-Claude, T-3 est à Mont-Saint-Pierre et AP est à Anse-Pleureuse. Les couloirs d'avalanche et les arbres échantillonnés sont représentés par des points pour AP (C) et RaC (D).

2.6.1 L'Anse-Pleureuse

Situé à l'embouchure de la vallée de L'Anse-Pleureuse, le site sélectionné est le premier de trois couloirs d'avalanche localisés à moins d'un kilomètre de l'estuaire du Saint-Laurent. La zone de départ des avalanches de neige prend place au pied

d'une paroi rocheuse de plusieurs dizaines de mètres de dénivelée. Le couloir s'étire ensuite le long du talus d'éboulis avec une pente variant de $34,6^\circ$ et $38,4^\circ$ jusqu'au couvert forestier fermé, lequel est situé à quelques mètres au-dessus du fond de la vallée (figure 2.2C et 2.3). Malgré la présence de chutes de pierres, l'avalanche de neige est le processus dominant au sein du couloir.



Figure 2.3 Site à L'Anse-Pleureuse

2.6.2 Rivière-à-Claude

Exposé à l'est, le couloir d'avalanche à Rivière-à-Claude est situé à 5 km à l'intérieur des terres. Il est situé sur un talus d'éboulis partiellement végétalisé avec une paroi rocheuse au sommet (figure 2.2D et 2.4). La section sud du talus a été favorisée puisque les avalanches semblent d'une plus grande



Figure 2.4 Site à Rivière-à-Claude

intensité. La portion amont de ce secteur présente une pente $>30^\circ$ sur plus de 240 m avec une zone de transition ($>20^\circ$) d'une longueur approximative de 155 m. La partie basse du talus, dont l'inclinaison est inférieure à $>10^\circ$, s'étire sur plus de 50 m avant d'atteindre le fond de la vallée.

CHAPITRE III

MÉTHODOLOGIE

3.1 Dendrogéomorphologie

3.1.1 Échantillonnage

Les échantillons ont été sélectionnés en fonction de perturbations externes visibles telles qu'une cicatrice, une reprise de la dominance apicale ou une inclinaison du tronc. À L'Anse-Pleureuse, 53 sapins baumiers et 29 cèdres ont été échantillonnés pour un total de 82 individus (figure 2.2C). Chacun des individus a été sondé en amont et en aval à l'aide d'une sonde de Pressler. À Rivière-à-Claude, 18 sapins baumiers, 58 cèdres et 2 épinettes noires ont été échantillonnés pour un total de 78 arbres (figure 2.2D). De ceux-ci, 65 galettes ont été prises à la hauteur de la perturbation et 13 arbres ont été sondés suivant le même protocole qu'au site précédent.

En laboratoire, les galettes et les carottes ont été séchées et sablées avant d'être analysées avec une loupe binoculaire afin de permettre le décompte des cernes de croissance pour chaque individu. Les échantillons ont été interdatés afin d'éviter la présence de faux cernes ou de cernes absents (Filion *et al.*, 1986). De plus, les perturbations (GD) telles que les cicatrices d'impacts et les séquences de bois de réactions ont été identifiées et datées (Carrara, 1979; Timell, 1986). La présence d'une cicatrice ou d'une séquence de bois de réaction sur au moins deux ans (*compression wood*; CW₂₊) sont classées comme des anomalies de croissance de forte

intensité (Boucher *et al.*, 2003; Casteller *et al.*, 2007, 2011; Dubé *et al.*, 2004) alors que la présence d'un seul cerne montrant du bois de réaction (*compression wood*; CW_1) est classée comme une anomalie de croissance de faible intensité (Schlappy *et al.*, 2013). Puisque l'hiver se produit durant le changement d'année dans l'hémisphère nord, l'appellation de la nouvelle année sera utilisée lors de l'identification des hivers. Par exemple, l'année 1995 représentera l'hiver 1994-95 puisque la réaction anatomique suite à une avalanche se produira lors de la prochaine période de croissance soit en 1995.

3.1.2 Traitements statistiques

L'identification des années avalancheuses s'effectue à l'aide de l'approche évènement-réponse de Shroder (1978, 1980):

$$Pt = \left(\sum_{i=1}^n Rt \right) \div \left(\sum_{i=1}^n Nt \right) \times 100$$

où le pourcentage de réponses (P) pour chaque année (t) est égal à la somme des réponses (R) pour une année donnée (t), divisée par le nombre d'arbres capables d'enregistrer un événement (N) au cours de cette même année (t) (Corona *et al.*, 2010 ; Dubé *et al.*, 2004).

Par la suite, quelques modifications à la méthode moderne de Chiroiu *et al.* (2015) ont été appliquées afin d'intégrer les paramètres physiologiques de l'arbre. En effet, puisque la formation de bois de compression peut se prolonger sur plusieurs années, une première séquence de forte intensité pourrait masquer la présence d'une seconde réaction associée à un événement subséquent (Burrows et Burrows, 1976; Luckman, 2010). Par conséquent, l'échantillon produisant une séquence continue de bois de réaction sur plusieurs années est retiré de la population jusqu'à la présence d'un cerne intact. Pour ce faire, chaque indicateur a été analysé individuellement. Pour les

cicatrices, aucune modification n'a été apportée au protocole précédemment mentionné. Toutefois, puisqu'une variation dans l'orientation du bois de réaction peut correspondre à un second évènement, le type d'échantillon a été pris en compte dans l'analyse des données. Pour la carotte, l'échantillon a été automatique retiré, mais pour les sections transversales, la réaction doit être présente sur le tiers du cerne. L'addition des réponses (%) obtenues pour les différents indicateurs constitue ainsi le P_t .

Pour être considéré comme une année avalancheuse, le pourcentage de réponse (P_t) doit dépasser deux seuils en fonction de la taille de la population totale (N) (Chiroiu *et al.*, 2015 ; Corona *et al.*, 2012). Lorsque la population est comprise entre $10 \leq N \leq 20$, trois réactions et un pourcentage supérieur à 15% est nécessaires ($GD \geq 3$ et $P_t \geq 15$), lorsque la population est comprise entre $21 \leq N \leq 50$, cinq réactions et un pourcentage de 10% est requis ($GD \geq 5$ et $P_t \geq 10$). Enfin, avec une population supérieure à $N \leq 51$, on requiert sept réactions et un pourcentage minimal de 7% ($GD \geq 7$ et $P_t \geq 7$). De plus, lorsque le P_t est supérieur au seuil, mais que le nombre minimal de perturbations n'est pas atteint, la quantité de perturbations d'une faible intensité est considérée (Schlappy *et al.*, 2013). Dans ce dernier cas, la somme de CW_1 pour l'année (CW_{1sum}) doit être supérieure à la moyenne plus deux écarts-types (SD) afin d'être considérée comme une année avalancheuse selon la formule suivante :

$$CW_{1sum} \geq \frac{CW_{1tot}}{yr_{tot}} + 2SD$$

où le total de CW_1 pour toute la chronologie (CW_{1tot}) est divisé par le nombre d'années présentes dans la chronologie (yr_{tot}). Une population minimale de 10 arbres est nécessaire afin de considérer la chronologie valable (Dubé *et al.*, 2004 ; Germain *et al.*, 2005).

3.2 Arbres de classification

Les données météorologiques proviennent de deux stations d'Environnement Canada situées à Cap-Madeleine (N 49°15'03", O 65°19'29") et à Cap-Chat (N 49°06'33", O 66°39'16"). Les données journalières de précipitations (1883-2014) et de températures (1939-2014) de Cap-Madeleine ont été favorisées pour les arbres de classification, alors que les données de Cap-Chat ont été utilisées pour la reconstitution de l'avalanche survenue en novembre 2014. Il est à noter l'absence de données pour quelques mois dans la base de données en provenance de la station de Cap-Madeleine. Ainsi, les années 1965, 1966, 1994, 1995 et 1996 n'ont pas été considérées. De plus, depuis 1996 le type de précipitation n'est pas spécifié. Par conséquent, les précipitations sont dites sous forme liquide lorsque la température moyenne journalière est supérieure à 0°C. Dans le cas contraire, elles sont considérées sous forme solide. Finalement, chacune des valeurs a été standardisée.

Les arbres de classification ont été élaborés à l'aide du logiciel R et du Rpart *package* (Schläppy *et al.*, 2013 ; Therneau et Atkinson, 2015). Pour tous les sites, 54 indicateurs portant sur la quantité de neige, la température et les tempêtes ont été élaborés (tableau 3.1). Par la suite, un ré-échantillonnage (*bootstrap*) a été construit en sélectionnant, à chaque reprise, 30 variables de manière aléatoire afin de construire 1000 arbres de classification et ainsi extraire les variables d'importances possédant les meilleurs résultats. Ce processus permet d'identifier les variables significatives de par leur récurrence et le pointage élevé. Par la suite, la somme de ces résultats est calculée pour identifier les indicateurs les plus performants (Lagadec *et al.*, 2015). Le meilleur indicateur est considéré comme la division de la première branche et le processus a été répété, afin d'identifier les sept meilleurs indicateurs pour la seconde division ou branche. Ce protocole a été appliqué sur le site de Dubé *et al.* (2004) afin de comparer le régime des avalanches en fonction de l'orientation des versants. Seul le site T-3 a été retenu étant donné qu'il comporte suffisant d'années avalancheuses

pour permettre la construction d'un arbre de classification. Afin d'obtenir des comparaisons les plus réalistes possible avec la chronologie de Dubé *et al.* (2004), les conditions de déclenchement pour les sites AP et RaC ont été fait jusqu'en 2000.

Tableau 3.1 Indicateurs météorologiques utilisés pour les arbres de classification

Indicateur	ID
¹ Température maximum (°C)	TMAX
¹ Température minimum (°C)	TMIN
¹ Température moyenne (°C)	TMOY
¹ Degré-jour de fonte (> °C)	DJF.
¹ Degré-jour de gel (< °C)	DJG.
¹ Précipitation liquide (mm)	LIQ.
¹ Précipitation solide (cm)	SNOW.
¹ Précipitation liquide et solide (mm)	PCP.
^{1, 2} Nombre de tempêtes de neige ≥ 10 cm/24h	10cm.24h
^{1, 3} Épisode de précipitation liquide + tempête de neige ≥ 10 cm	LIQ.STORM
^{1, 3} Épisode de degrés-jour de fonte + tempête de neige ≥ 10 cm	DJF.STORM
^{1, 3} Épisode de degrés-jour de fonte $\geq 5^\circ\text{C}$ + tempête de neige ≥ 10 cm	DJF.STORM.5

¹Indicateur inclus plusieurs périodes: mensuel, saisonnière, annuel et 7 mois (octobre à avril).

²Tempête: 10, 15, 20, 25, 35, 40 et 50 cm de neige en 24, 48 et 72 heures

³Dans un intervalle de 7 jours

Finalement, une caméra automatique a été installée pour la période du 6 octobre 2014 jusqu'au 25 septembre 2015 afin de confirmer les conditions de déclenchement sur le site RaC. La caméra a pris une photo et la température à toutes les heures durant la période d'ensoleillement. De plus, une règle a été installée devant la caméra pour connaître l'épaisseur et l'évolution du manteau neigeux.

CHAPITRE IV

METEOROLOGICAL TRIGGERING CONDITIONS OF TREE-RING-BASED SNOW AVALANCHE OCCURRENCE ON SCREE SLOPES IN A MARITIME CLIMATE, EASTERN CANADA

Mathieu Gratton¹, Daniel Germain^{1,2} et Étienne Boucher^{1,3}

¹Département de géographie, Université du Québec à Montréal

²Institut des sciences de l'environnement, Université du Québec à Montréal

³GÉOTOP, Université du Québec à Montréal

Gratton, M., Germain, D. & Boucher, E. (Soumis). Meteorological triggering scenarios of tree-ring-based snow avalanche occurrence on scree slopes in a maritime climate, eastern Canada.

Ce chapitre, sous forme d'article scientifique, a été soumis pour publication dans la revue *Permafrost and Periglacial Processes* le 5 mai 2016. Au moment du dépôt final de ce mémoire de maîtrise, ce manuscrit était toujours en évaluation. Il est donc possible que le texte ci-dessous ne correspond pas tout à fait à la version finale pour publication.

4.1 Introduction

In cold, mountainous environments, such as Iceland (Decaulne and Saemundsson, 2006; Decaulne 2007), Romania (Voiculescu and Onaca, 2013, 2014) and eastern Canada (Germain, 2016), snow avalanches represent a significant natural hazard and risk for communities and infrastructure, as well as an efficient disturbance regime from an ecological point of view (Bebi *et al.*, 2009). In many areas of these regions, there are no permanent protection measures, nor any daily forecasting procedures to prevent, reduce, or anticipate snow avalanche occurrence. Nonetheless, land-planners and stakeholders need to be aware of the meteorological conditions that trigger snow avalanches in order to better anticipate extreme events, enabling them to reduce the exposure of infrastructure and communities. However, because avalanche occurrence is related to the interaction between terrain parameters, characteristics of the snowpack, and climatic variations at various scales, the identification of the meteorological conditions that trigger snow avalanches is often quite complex and challenging (Birkeland, 1998, 2001; Schweizer *et al.*, 2003; Hägeli and McClung, 2007). For example, in the highlands of the central Gaspé Peninsula, Germain *et al.* (2009) reported five weather conditions responsible for significant avalanche activity based on tree-ring records spanning the last century. Despite differing climatic conditions and vegetation cover between the central highlands and the low-elevated coastal valleys, snow avalanche occurrence in the latter environment remains more problematic for transportation corridors. Indeed, the Québec Ministry of Transport (MTQ) reports several snow avalanches causing disturbances to the road traffic along the coast each winter. Héту (2007), Fortin *et al.* (2011), and Graveline and Germain (2016) highlighted more specifically that snow mass wasting occurs following two distinct weather conditions: i) a winter regime, following snowstorm events or snowfall accumulation over a 3-day period and; ii) a spring regime, corresponding to rain-on-snow events, anomalous warm spells ($>0^{\circ}\text{C}$), and occasionally ice-block falls.

However, these triggering weather conditions are based on recent snow avalanche activity (i.e. after 2000), and therefore might not include extreme events or large avalanche cycles with a long return interval. As a result, statistical relationships between weather conditions and the release of snow avalanches in the low-elevated coastal valleys of the northern Gaspésie are still poorly validated. In addition, the aforementioned studies focused on the north- and west-facing slopes, and any extrapolation of those triggering conditions to other sides of these valleys could underestimate the local influence of slope aspect on weather parameters and snowpack characteristics, such as previously reported (Birkeland, 2001; Cooperstein *et al.*, 2004; McClung and Schaerer, 2006).

In the absence of long-term historical archives, dendrochronology can be used to reconstruct the frequency and magnitude of past hillslope processes (Bollschweiler *et al.*, 2007; Stoffel and Hitz, 2008). Indeed, snow avalanches have been one of the most studied slope movements using tree rings in mountainous environments around the world, including in Switzerland (Casteller *et al.*, 2007; Szymczak *et al.*, 2010), France (Corona *et al.*, 2010, 2012; Schläppy *et al.*, 2014), Spain (Muntán *et al.*, 2004), Romania (Voiculescu and Onaca, 2013, 2014; Pop *et al.*, 2016), Iceland (Decaulne *et al.*, 2012), Canada (Dubé *et al.*, 2004; Germain *et al.*, 2009), the United States (Potter, 1969; Carrara, 1979; Rayback, 1998; Reardon *et al.*, 2008; Butler *et al.*, 2010;), and Argentina (Mundo *et al.*, 2007; Casteller *et al.*, 2008, 2011). Such alternative records have been used to qualitatively (Dubé *et al.*, 2004; Germain *et al.*, 2009; Casteller *et al.*, 2011; Corona *et al.*, 2012; Decaulne *et al.*, 2014) or quantitatively (Corona *et al.*, 2010; Schläppy *et al.*, 2016; Martin and Germain, 2016a) highlight weather conditions responsible for triggering regional snow avalanche activity. However, because snow avalanches have been characterized as complex, non-linear systems (Birkeland and Landry, 2002), linking the yearly resolution of tree-ring data and weather triggers at a monthly scale remains a scientific challenge (Schläppy *et al.*, 2016; Martin and Germain, 2016a). Climate-

avalanche relationships have been explored scientifically for decades (i.e. Atwater, 1954), and more recently through several robust statistical approaches, such as logistic regression (Jomelli *et al.*, 2007; Castebrunet *et al.*, 2012), classification trees (Davis *et al.*, 1999; Hendrikx *et al.*, 2005, 2014; Baggi and Schweizer, 2009), and nearest neighbours (Purves *et al.*, 2003). In a recent paper, Martin and Germain (2016a) showed the usefulness of classification tree algorithms to integrate weather drivers at two different timescales, monthly and yearly. Although this statistical approach appears to be a promising venue to better understand the complex relationships between discrete events and climate (Boucher *et al.*, 2009), it remains unclear whether or not this method may be used to address the contribution of local factors, such as slope aspect, on the timing, frequency, and magnitude of snow avalanches.

The aim of this study is to outline the relationships between weather conditions and snow avalanche occurrence on scree slopes in the low-elevated coastal valleys of the northern Gaspé Peninsula, eastern Canada. The objectives are twofold: 1) to provide a tree-ring-based chronology with a yearly resolution of snow avalanches on two east-facing paths on the undisturbed scree slopes of Rivière-à-Claude and Anse-Pleureuse, and 2) to outline and compare weather conditions responsible for large avalanche occurrence on east- and west-facing slopes with classification tree algorithms.

4.2 Study area and sites

The topography of the Gaspé Peninsula, eastern Canada, is dominated by three levels of plateaux from the highlands to the coastal landscapes, namely Mounts McGerrigle and Albert (1000-1100 m asl), the Chic-Chocs (750-900 m asl), and the coastal plateau (400-600 m asl) (Hétu and Gray, 1985). The latter is dissected by several glacial valleys, oriented mainly south-north, with many active west-facing scree slopes, which are enclaves within the forest (Hétu and Gray, 2000). The active

section of these scree slopes represents approximately 50% of the total length of avalanche paths, with the lower section completely forested. Strong winds blowing on these scree slopes usually result in snow accumulation in the forest fringes, thus reducing the probability of avalanche occurrence (Germain *et al.*, 2010; Fortin *et al.*, 2011). In contrast, the east-facing slopes are mainly forested, although some scree slopes remain active, such as in the low-elevated coastal valleys of Anse-Pleureuse (AP) and Rivière-à-Claude (RaC) (figure 4.1B). Although there is no possibility of snow drifting from the wooded plateau to the scree slopes or cornice formation above the rockwall in the upper part of the slope, except where fire and logging disturbances resulted in tree removal (Germain *et al.*, 2005), these sites accumulate larger amounts of snow than those on the eastern side, such as the T-3, T-5, and RC sites studied by Dubé *et al.* (2004), and located in the valleys of Mont-Saint-Pierre and Rivière-à-Claude, respectively (figure 4.1B). Indeed, prevailing winds (~35%) blow from the northwest (Environnement Canada, 2015), and previous observations have revealed that snow accumulation on these east-facing slopes may be even larger than those recorded at the weather station.

Located between one (AP) and five (RaC) kilometers inland, the two study sites were selected for their accessibility, potential for dendrochronology, and proximity to sites previously studied by Dubé *et al.* (2004). All these avalanche paths are subject to rockfalls and occasional debris flows, but snow avalanches are unquestionably the dominant slope process responsible for forest fragmentation on these scree slopes. The average slope incline is 34° to 38°, and the upper part of the slope is characterized by a 60 m high sub-vertical rockwall. Balsam fir (*Abies balsamea* (L.) Mill.) and yellow birch (*Betula alleghaniensis* Britton) form mixed stands at higher elevations, and sugar maple (*Acer saccharum* Marsh) and yellow birch predominate at lower elevations. However, white cedar (*Thuja occidentalis* L.) is particularly abundant on the active scree slopes, and black spruce (*Picea mariana* (Mill.) BSP) is also occasionally found.

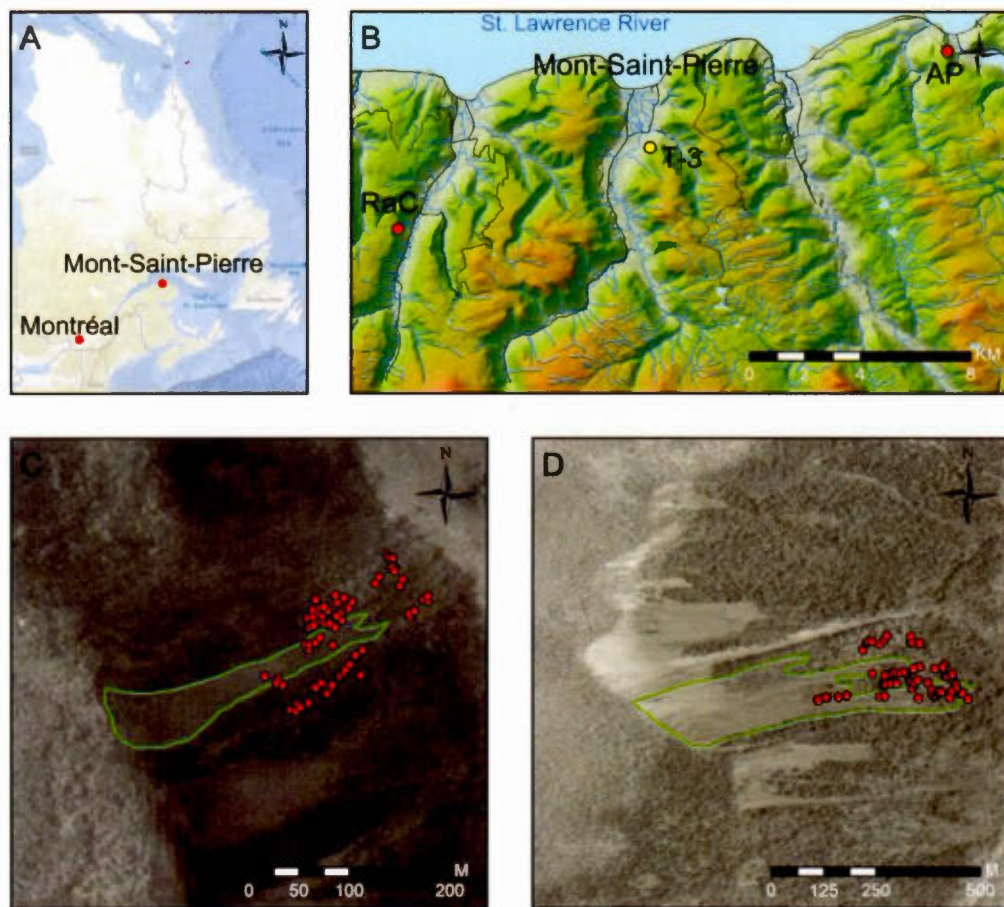


Figure 4.1 Study area (A) and sites (B) in the low-elevated coastal valleys of the northern Gaspé Peninsula. The red and yellow dots represent the sites investigated in this study and those studied by Dubé *et al.* (2004) respectively. RaC is located in the Rivière-à-Claude valley, T-3 in the Mont-Saint-Pierre valley, and AP in the Anse-Pleureuse valley. Snow avalanche paths and sampled trees at both sites AP (C) and RaC (D) are also shown.

The proximity of the St. Lawrence Estuary, the importance of orographic effects, and the succession of high- and low-pressure systems coming from the Arctic and the Great Lakes favour highly variable and contrasted climatic conditions, where rainfall can be expected in any month of the cold season. The average annual temperature and

precipitation at sea level are 3.2°C and 864 mm respectively, with 27% falling as snow (Environnement Canada, 2015).

4.3 Methods

4.3.1 Dendrogeomorphic procedures

Trees were sampled based on their location in the runout zone and along the trimline (Figure 4.1C, D). Visible damages, such as impact scars, decapitation, and tilted stems, were noted (Corona *et al.*, 2010; Stoffel *et al.*, 2013). A total of 82 trees (53 *Abies balsamea* and 29 *Thuja occidentalis*) were chosen at the AP site, and the samples consisted entirely of increment cores ($n = 164$) extracted with Pressler increment borers (figure 4.1C). Two cores were extracted per tree, one in the direction of the avalanche flow and a second in the opposite direction. 78 trees (58 *Thuja occidentalis*, 18 *Abies balsamea*, and two *Picea mariana*) were selected at the RaC site (figure 4.1D). Of these, 13 were cored as described for the AP site, and 65 were sampled for cross-sectional disks.

Cross-sectional disks and cores were air-dried and sanded before being analyzed under the binocular microscope for age determination. Cross-dating was performed using characteristic tree rings caused by different climatic and ecological events (Filion *et al.*, 1986) in order to avoid missing or false rings. Mechanical (impacts scar) and physiological (reaction wood) damages were then identified and dated (Carrara, 1979; Timell, 1986). Disturbances were classified into high and low intensity classes. Impact scars and sequences of compression wood lasting for at least two entire years (CW_{2+}) were considered to be high intensity indicators (Boucher *et al.*, 2003; Dubé *et al.*, 2004; Casteller *et al.*, 2007). An obvious single year of reaction wood (CW_1) was recorded as a low intensity indicator.

The reconstruction of snow avalanche years is based on the process-event-response model developed by Shroder (1978, 1980). For each year (t) at each site, a weighted average response in percentage (P) was calculated as follows:

$$P_t = (\sum_{i=1}^n R_t) / (\sum_{i=1}^n N_t) \times 100 \quad (1)$$

where the response (R) to an event, corresponding to the number of growth disturbances (GD) for a given year (t) is divided by the number of trees alive and available (N) to record this event at year (t). Moreover, because an impacted tree could be unable to record subsequent avalanche events, for example due to a sequence of compression wood lasting for several years, any such tree was removed from the pool of available trees (N) until the sequence of reaction wood ended. However, because variation in reaction wood orientation may occur and be related to a later event, sampled trees with cross-sectional disks were only removed when the reaction wood sequence covered at least one third of the cross-section.

The modern (GD- P_t) method, based on a double threshold according to sample size $N \leq 20$ (GD ≥ 3 and $P_t \geq 15$), $21 \leq N \leq 50$ (GD ≥ 5 and $P_t \geq 10$) and $N \geq 51$ (GD ≥ 7 and $P_t \geq 7$), was used to infer snow avalanche years (Corona *et al.*, 2012; Chiroiu *et al.*, 2015). As the sampled tree population increases, the identification of an avalanche year requires a higher number of growth disturbances, but a lower weighted average response (P_t) due to the possible dilution of the signal with the increased number of trees sampled. However, because several CW_1 for a given year may help to identify an avalanche year (Schlappy *et al.*, 2013), low-intensity disturbances were only considered when the number of high-intensity disturbances was lower than required (see equation 2), but with a P_t above the threshold. In this regard, the sum of CW_1 (CW_{1sum}) for a given year needed to be greater than the annual CW_1 average by at least two standard deviations (SD) in order to be considered as an avalanche year, as follows:

$$CW_{1sum} \geq \frac{CW_{1tot}}{yr_{tot}} + 2 SD \quad (2)$$

where the total CW_1 for the chronology (CW_{tot}) is divided by the number of years of the entire chronology (yr_{tot}). Finally, the tree-ring approach is based on a minimum sampling size of 10 trees (Dubé *et al.*, 2004; Germain *et al.*, 2005), and the 10 innermost tree rings were removed because small-diameter tree stems are highly susceptible to stem deformation (Germain *et al.*, 2005; Chiroiu *et al.*, 2015).

4.3.2 Classification tree analysis and modeling

The meteorological data were retrieved from two Environment Canada weather stations located at Cap-Madeleine (N 49° 15' 03", W 65° 19' 29", 2 m asl) and Cap-Chat (N 49° 06' 33", W 66° 39' 16", 5 m asl) respectively. The daily precipitation (1883-2014) and temperature (1939-2014) from Cap-Madeleine were used to calibrate the classification trees (CTs). Years with missing data (1965, 1966, 1994, 1995, and 1996) were not considered in the CT models. In addition, when precipitation type was not specified, it was considered to have fallen as snow when the daily average temperature was $< 0^{\circ}\text{C}$, and as rain when temperature was $\geq 0^{\circ}\text{C}$. Every weather variable was normalized for the CT models.

CT models were constructed using R software and the Rpart package to identify the optimal triggering snow avalanche weather conditions (Schläppy *et al.*, 2013; Therneau and Atkinson, 2015). To improve consistency, chronologies of snow avalanches after 2000 at both AP and RaC sites were not used in order to obtain a more accurate comparison with the west-facing T-3 site of Dubé *et al.* (2004). Tree-ring-based snow avalanche occurrences were converted into binary variables according to the presence (1) or absence (0) of an avalanche year. A CT for each site was then constructed based on 54 weather predictors related to precipitation, temperature, and snowstorm occurrence over different periods (Table 4.1). 1000 CTs were constructed with a bootstrap procedure randomly choosing 30 of the 54 weather predictors (variables)(Table 4.1). Variable importance as a splitter was measured as a

score that represents the decrease in the deviance at each node (Lagadec *et al.*, 2015). A second bootstrap procedure was then implemented, selecting the second split with the most important variable. The process was repeated to pick up the seven variables with the highest scores. The exercise was repeated for each site (AP, RaC and site T-3 of Dubé *et al.* (2004)). The model accuracy was calculated with the sensitivity (ratio of well-classified avalanche events), the specificity (ratio of well-classified non-avalanche event) and the overall accuracy of the model (ratio of well-classified years) (Schläppy *et al.*, 2015; Martin et Germain, 2016b).

Table 4.1 Weather variables used in the study.

Variable	ID
¹ Maximum temperature (°C)	TMAX
¹ Minimum temperature (°C)	TMIN
¹ Average temperature (°C)	TMOY
¹ Heating degree-days (>0 °C)	DJF.
¹ Freezing degree-days (<0 °C)	DJG.
¹ Rain (mm)	LIQ.
¹ Snow (cm)	SNOW.
¹ Precipitation: rain and snow (mm)	PCP.
^{1,2} Number of snowstorms ≥ 10 cm/24h	10cm.24h
^{1,3} Number of event with liquid precipitation + snowfall ≥ 10 cm	LIQ.STORM
^{1,3} Number of event with heating degree-days + snowfall ≥ 10 cm	DJF.STORM
^{1,3} Number of event with heating degree-days $\geq 5^\circ\text{C}$ + snowfall ≥ 10 cm	DJF.STORM.5

¹Variables include different periods: monthly, seasonal, yearly, 7 months (October to April).

²Snowstorm: 10, 15, 20, 25, 35, 40 and 50 cm of snow over 24, 48, and 72 hours.

³For a 7 days interval.

4.3.3 Time-lapse camera

A time-lapse camera was installed from October 6th 2014 to September 25th 2015, near the starting zone in the upper part of the RaC scree slope in order to record snow avalanche activity. This site is barely accessible during winter months, and the camera automatically took a picture and recorded the temperature every hour during

the daylight period. A ruler was also installed in view of the camera to evaluate the thickness and evolution of the snowpack.

4.4 Results

4.4.1 Snow avalanche chronologies

In the AP valley, the reconstructed chronology ($N \geq 10$) dates back to 1922, based on 239 GD, namely 166 CW_{2+} , 61 CW_1 , and 12 impact scars. Eleven avalanche years were identified: 1923, 1945, 1952, 1956, 1960, 1966, 1969, 1984, 1987, 1991, and 1996. No avalanche was recorded in the 1930s, 1970s, or 2000s (figure 4.2A). At RaC, 407 GD were recorded, of which 182 were CW_{2+} , 116 were CW_1 , and 109 were impact scars. A total of 20 avalanche years were identified since 1944, namely: 1952, 1956, 1960, 1966, 1969, 1975, 1977, 1979-80, 1987, 1991, 1995-96, 2001, 2003-04, 2006-07, 2009, and 2013 (figure 4.2B). Synchronous activity was observed in both east-facing slope chronologies for 1952, 1956, 1960, 1969, 1987, 1991, and 1996, corresponding to 78% and 35% of the total avalanche years identified at AP and RaC sites respectively (figure 4.2C).

For the west-facing T-3 site, Dubé *et al.* (2004) recorded a total of 11 events between 1940 and 1996: in 1947, 1950, 1952, 1956, 1958, 1966, 1972, 1975, 1977, 1988, and 1996. Of these, 1966 had the highest response percentage (40%), and 27% and 54% of these years were synchronous with the recorded events at AP and RaC sites respectively (figure 4.2C). It should also be noted that, for the period 1996-2000, no major avalanche event was recorded based on yearly field investigation.

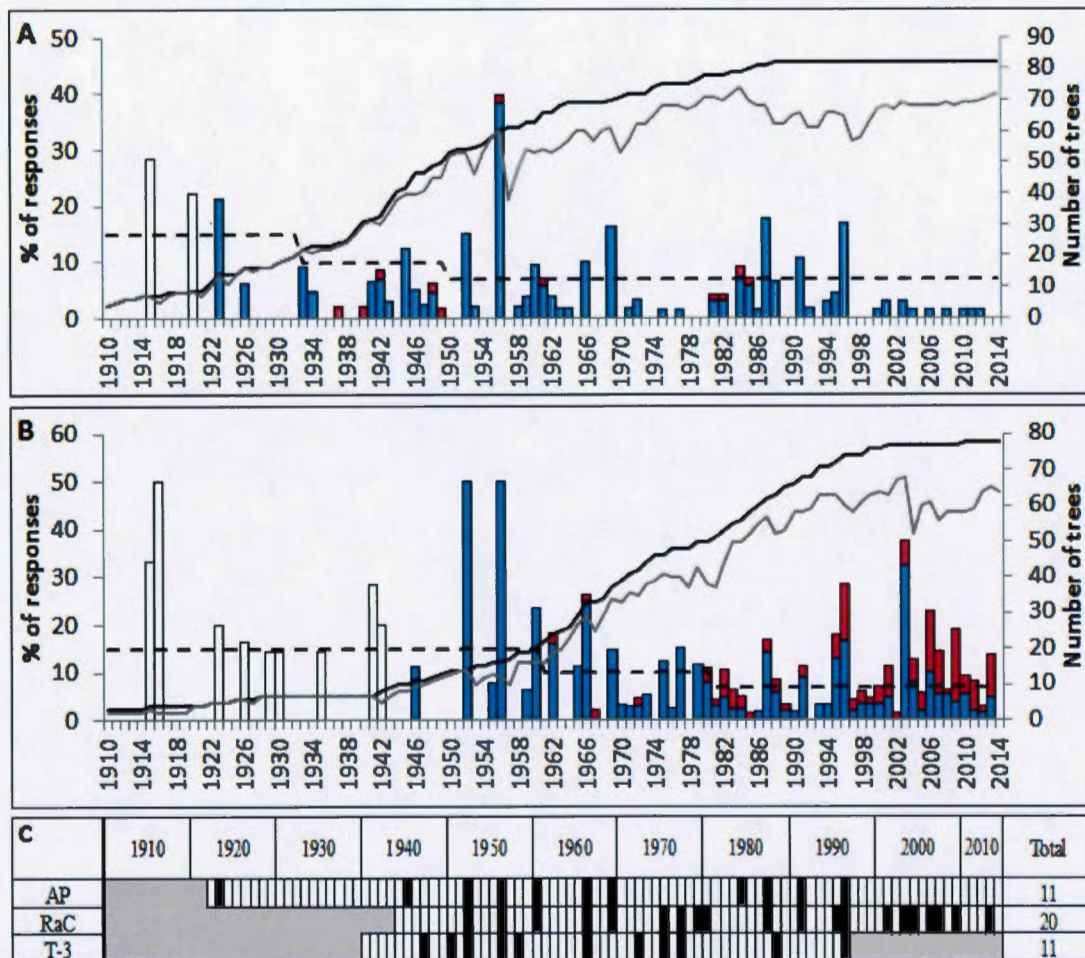


Figure 4.2

Event-response histograms for the avalanche paths studied in Anse-Pleurese (A) and Rivière-à-Claude (B). The horizontal dotted line represents the variable threshold necessary to infer an avalanche year. The black and gray curves correspond to the sample depth following the approach of Shroder (1978) and to the real available tree population necessary to record an event, respectively. Blue, red, and white bars correspond to reaction wood sequences, impact scars, and growth disturbances with a minimum population < 10 trees. The three paths' chronologies (C) are represented with black, white, and gray bars corresponding to avalanche years, non-avalanche year, and nonexistent chronology respectively.

4.4.2 Classification trees of major causes of avalanche release

Two weather conditions were identified for avalanche years recorded at AP. For the first condition, 4 avalanche years (1952, 1956, 1960, and 1969) were triggered by cumulative snow precipitation in January, February, and March (SNOW.jfm) of greater than 329.5 cm (Table 4.2 and figure 4.3A). Of these avalanche years, 1960 received the lowest snowfall, with 331.4 cm. The occurrence of snow avalanches is still possible with cumulative snow precipitation below this threshold, but appears to be related to the formation of an early, unstable snowpack. In this regard, heating degree-days and snowfall of ≥ 10 cm over a 7-day interval in October, November, and December favored the release of snow avalanches, with the occurrence of at least 4 associated episodes, such as reported in 1945 (4 episodes) and in 1991 (5 episodes),

Table 4.2 Highest scored variables for the first and second splits at the AP site.

First split		
Variable	ID	Score
Snow for January, February, and March	SNOW.jfm	4033.70
Snow for January, February, March, and April	SNOW.jfma	1577.54
Snow for November	SNOW.nov	649.17
Snow for winter	SNOW.cul	182.29
Snowstorm ≥ 15 cm in 24h	X15cm.24h	45.57
Second split		
Snow in November	SNOW.nov	2229.53
Snow for October, November, and December	SNOW.ond	302.89
Snow for November and December	SNOW.nd	267.92
Freezing degree-days for November	DJG.nov	185.92
Heating degree-days for November and December	DJF.nd	117.49
Heating degree-days for November	DJF.nov	114.89
Heating degree-days and snowfall ≥ 10cm in a 7-day interval for October, November and December	DJF.STORM.ond	103.18

with 1958 (4 episodes) misclassified as an avalanche year using the same criteria. On the other hand, 1984 and 1987 were misinterpreted as avalanche years with only two and a single episode respectively, rather than the requisite four episodes. Finally, this model has a percentage of error of 25%, 2.04% and 5.26% for the sensitivity, specificity and overall, respectively.

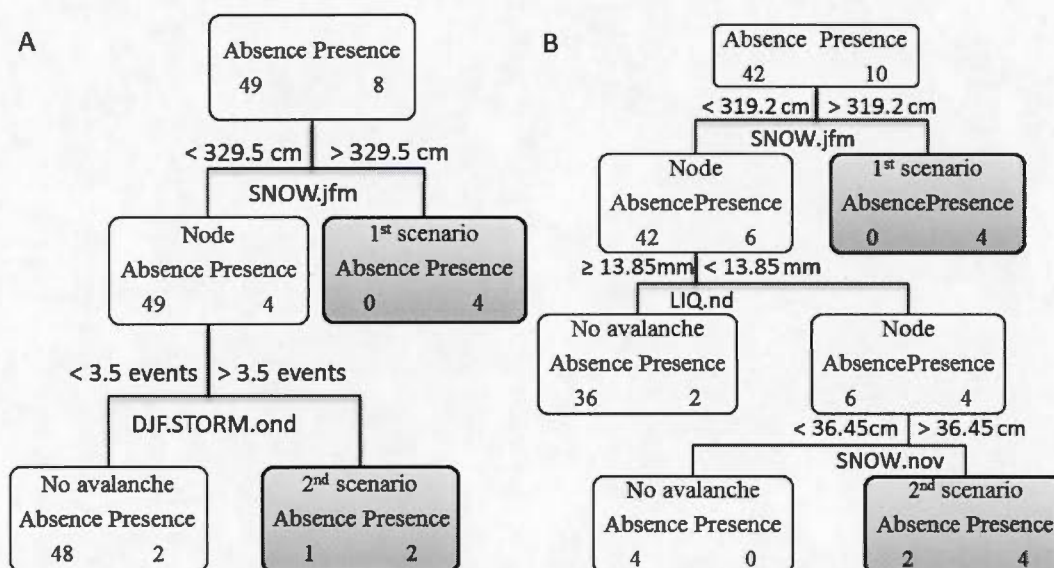


Figure 4.3 Classification trees for snow avalanches triggering recorded by tree rings at sites AP (A) and RaC (B).

For snow avalanches at the RaC site, two weather conditions were also identified (Table 4.3). The first is similar to that previously identified for AP; cumulative snow precipitation in January, February, and March (SNOW.jfm) greater than 319.2 cm (figure 4.3B). The second condition explaining avalanche years required less than 13.85 mm of rain in November and December (LIQ.nd), and at least 36.45 cm of snowfall in November (SNOW.nov). In this regard, 4 avalanche years (1975, 1977, 1979, and 1987) were well-classified, but 1950 and 1959 were classified as avalanche years in the CT, but not recorded in the tree-ring data. Furthermore, two avalanche years (1980 and 1991) were misclassified as non-avalanche years because they

recorded 28.2 cm of snow in November and 52.2 mm of rain in November and December. For the model performance, it has a lower sensitivity error rate with 20% but higher specificity and overall error percentage with 4.76% and 7.69%.

Table 4.3 Highest scored variables for the first and second splits at the RaC site.

First split		
Variable	ID	Score
Snow for January, February, and March	SNOW.jfm	3451.76
Snow for January, February, March, and April	SNOW.jfma	3406.51
Snow for October, November, and December	SNOW.ond	3077.25
Snow for winter	SNOW.cul	2514.01
Snowstorm (≥ 15 cm) in 24h	X15cm.24h	2379.19
Second split		
Snow for October, November, and December	SNOW.ond	2952.88
Snow for winter	SNOW.tot	572.87
Snow for November and December	SNOW.nd	549.84
Rain for September	LIQ.sep	261.91
Freezing degree-days for November	DJG.nov	197.80
Snow for November	SNOW.nov	17.15
Snow for January, February, and March	SNOW.jfm	9.41

At site T-3, located on the west-facing slope, heating degree-days and snowfall of ≥ 10 cm over a 7-day period was the first split identified (Table 4.4 and figure 4.4). Indeed, with a minimum of 8 occurrences during the cold season, this meteorological condition favoured the triggering of snow avalanches in 1952, 1956, and 1958. Only 1969 was misclassified as a non-avalanche year. The seven variables extracted for the second split identification provided too many misclassification years to produce an accurate triggering condition. Therefore, rainfall and snowfall were found to be associated with the most realistic model. Indeed, with rainfall of less than 21.55 mm in November and December (LIQ.nd), the model correctly predicted 13 non-avalanche years and 5 avalanche years. A third split, with snowfall greater than 113.9 cm for November and December (SNOW.nd) improved the model with four

avalanche years correctly predicted and three non-avalanche years misclassified. For the model performance, the percentage of error for the sensitivity, specificity and overall were 22.22%, 9.30%, and 11.54%, respectively.

Table 4.4 Highest scored variables for the first and second splits at T-3 site

First split		
Variable	ID	Score
Heating degree-days and snowfall ≥ 10 cm in a 7 days interval	DJF.storm	807.79
Snow for January, February and March	SNOW.jfm	634.78
Rain for August	LIQ.aou	601.51
Snow for November and December	SNOW.nd	450.96
Snow for the winter	SNOW.tot	395.76
Second split		
Freezing degree-days for the winter	DJG	447.22
Total of snowstorm ≥ 35 cm in 72 hrs	X35cm.72h	229.53
Snow for February	SNOW.feb	187.01
Snow for March	SNOW.mar	173.63
Heating degree-days for November and December	DJF.nd	169.73
Heating degree-days for December	DJF.dec	150.29
Snow for January, February and March	SNOW.jfm	8.47

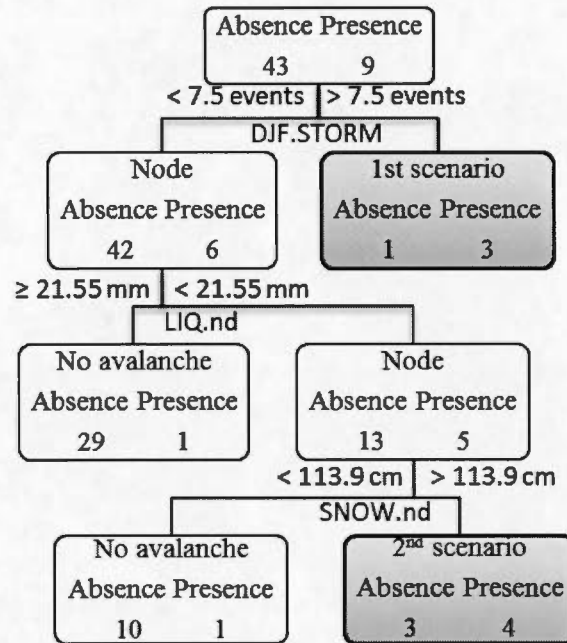


Figure 4.4 Classification tree for the triggering of snow avalanche years recorded by tree rings at Dubé's site T-3.

4.4.3 Time-lapse camera data

The time-lapse camera recorded a large wet slab avalanche on November 22nd (figure 4.5). The snowpack was formed between November 2nd and 9th, recorded at Cap-Chat station and by the camera as 47.1 cm and 95 cm of snow respectively (figure 4.6). This precipitation fell principally on November 2nd, 3rd, and 7th, and was associated with strong winds (>65 km/h) from the north. The following days were characterised by variable temperature, hovering around the freezing point, and two rainy days on November 12th (2 mm) and 13th (6 mm). Then, on November 15th the snowpack started to glide, followed by the formation of a major fracture line on November 19th. Between 9:52 and 10:52 AM on November 22nd, a large wet slab avalanche was released.

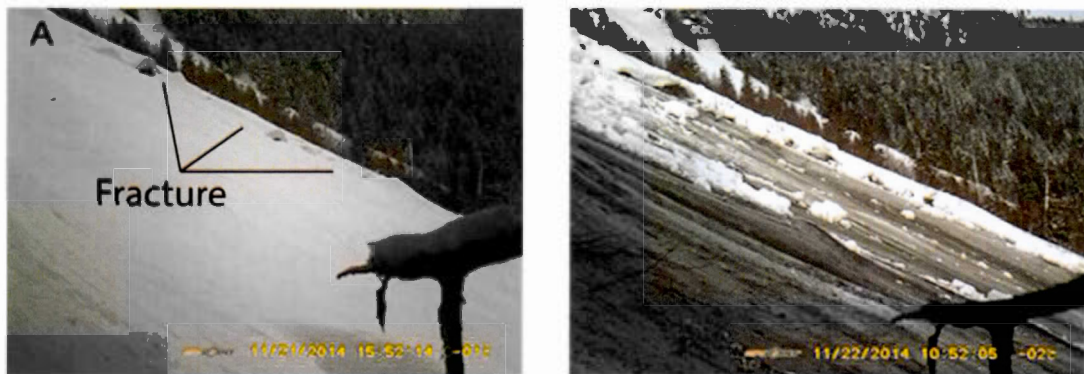


Figure 4.5 Visible wide fracture line visible recorded the afternoon of November 21th 2014 after the entire snowpack started to glide (A) and the morning of November 22nd after the release of a large wet slab avalanche at the RaC site.

The time-lapse camera allowed major differences related to the aspect of the scree slopes, and therefore in the influence of wind, to be highlighted. Firstly, during winter 2014-15, the east-facing slope studied at RaC remained snow-covered all winter, except following the large wet slab avalanche that occurred on November 22nd. Secondly, the snow depth recorded with the camera and ruler near the starting zone was higher than the snowfalls recorded at the Cap-Chat and Cap-Madeleine weather stations (figure 4.6). On November 8th, snow depth reached 95 cm on the scree slope, while only 47.1cm and 49.7 cm were recorded at the respective weather stations.

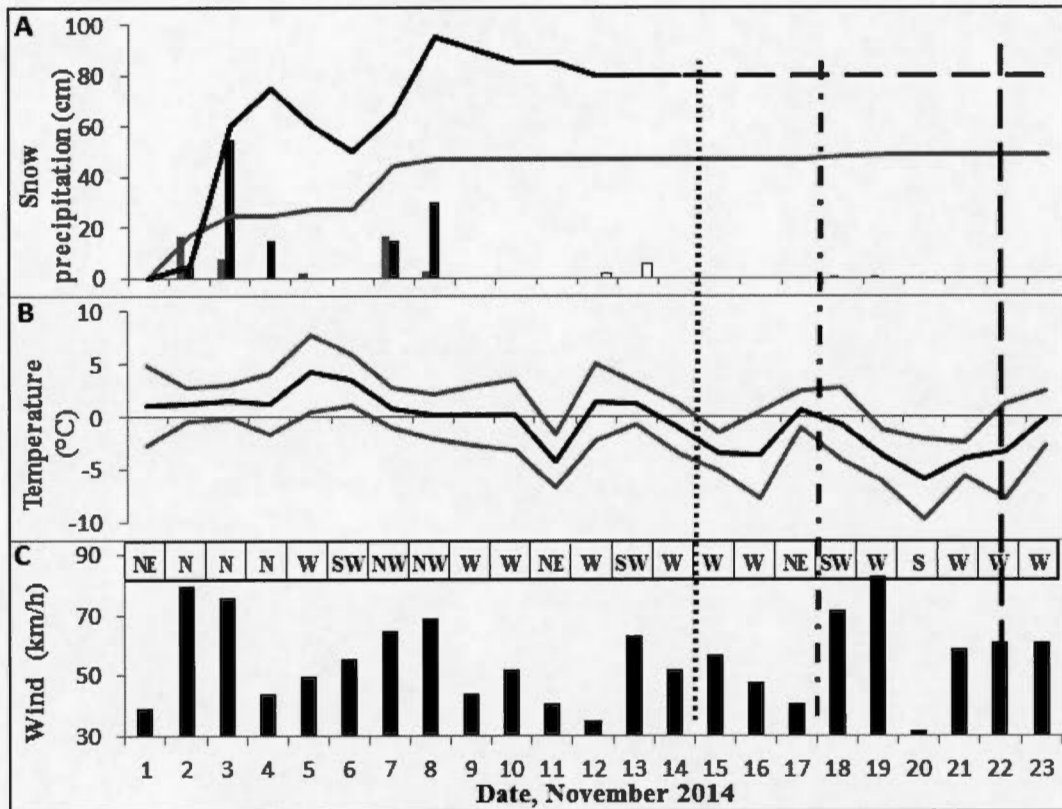


Figure 4.6 Time series of the weather parameters leading to the occurrence of a large wet slab avalanche, recorded on November 22th, 2014; A) 1-day snowfall (gray) and rainfall (white) recorded at Cap-Chat weather station, and snow precipitation (black) in the starting zone, as shown by the time-lapse camera. The black and gray lines represent the cumulative snowfall recorded by the camera and the weather station respectively; B) Daily maximum, minimum, and average (black line) temperature; C) Maximum wind strength (km/h) and orientation. The vertical lines indicate the beginning of the snow gliding process (dotted line), the fracture line appearance (dashed dotted line), and the avalanche release (dashed line).

4.5 Discussion

Depending on their timing, magnitude, frequency, and typology, natural snow avalanches usually result from the interactions between several weather parameters, such as precipitation (Armstrong and Armstrong, 1987), temperature (Fukuzawa and Akitaya, 1993), solar radiation (Birkeland *et al.*, 1998; Cooperstein *et al.*, 2004), and

wind (McClung and Schaerer, 2006; Schweizer *et al.*, 2008), as well as the variability of snowpack characteristics and terrain parameters (Schaerer, 1977). As such, it is not surprising that the relationship between punctual weather drivers or a specific terrain parameter (e.g. slope aspect) and avalanche activity remains complex from a phenomenological point of view. However, the CT models, based on tree-ring avalanche chronologies, have shown the potential to capture the physics of snow avalanches based on several weather drivers at various scales (Baggi and Schweizer, 2009; Martin and Germain, 2016a).

In the low-elevation coastal valleys of the northern Gaspé Peninsula, snow avalanche years on east-facing sites appear to be primarily related to high cumulative snowfall in the winter (i.e. January, February, and March) (figure 4.3). The avalanche years 1952, 1956, 1960, and 1969 were the snowiest years recorded since 1883 at the Cap-Madeleine weather station. The avalanche years 1952 and 1956 were also recorded on the west-facing T-3 site, but were related to a high frequency of warming temperatures and snowfalls of ≥ 10 cm (figure 4.4). Weather conditions on both slopes' aspect might occasionally correspond to the same years (figure 4.2C), considering that winters with extreme total snowfall are also usually characterized by the occurrence of several snowfall events of ≥ 10 cm. Although some recent work in the study area (e.g. Fortin *et al.*, 2011; Graveline and Germain, 2016) highlighted the significant role of snowstorms in the avalanche regime on north- and west-facing slopes, this cause of release was not confirmed in the CT modeling, even considering 10 snowstorm indicators at variable timescales.

The first split in the CT model for the west-facing T-3 site (the occurrence of several episodes of air temperature above the freezing point and punctual snowfall ≥ 10 cm) is the most questionable condition, considering that these scree slopes are not usually characterised by a persistent snowpack throughout the winter. Indeed, strong winds blowing on west-facing slopes result in snowdrifts along the forest fringes, and

therefore decrease the probability of avalanching, such as previously reported by Hétu (2007). However, the avalanche years related to this weather condition (e.g. 1952 and 1956) were also the snowiest years of the last century and therefore, the studied slope could have remained snow-covered for the entire cold season. Air temperature variation as an important variable corroborates the field observations, namely that west-facing slopes are subject to significant solar radiation in the afternoon. This radiation could induce warming of the snowpack and melt water production, as well as melt-layer recrystallization or diurnal recrystallization (Birkeland *et al.*, 1998, Cooperstein *et al.*, 2004). However, the only documented use of radiation and air temperature as drivers of instability and avalanche activity remains highly inaccurate (i.e. Kattelman, 1985). In addition, because no data are available regarding the snowpack properties, it is difficult to speculate on the natural layering of the snow cover and its sensitivity to perturbations (Schneebeli, 2004). This condition was also found at the east-facing AP slope in the early season (October, November, and December) (figure 4.3A), where snow precipitation and positive air temperatures are frequent in a maritime climate (Hendrikx *et al.*, 2005). Unfortunately, tree-ring data did not allow the discrimination of dry and wet snow avalanches, which might in turn be related to different weather and snowpack parameters (Baggi and Schweizer, 2009).

The last triggering condition for RaC (east-facing) and T-3 (west-facing) slopes highlights the importance of early snowpack formation in November and December, with low amounts of rainfall. Although this result was briefly reported by Germain *et al.* (2009) in the central Gaspé Peninsula, the wet slab avalanche recorded by the time-lapse camera in November 2014 was surprising, and certainly occurred earlier than would have been expected. The wet avalanche was released following 49.7 cm of snow and 8 mm of rain on November 22th (figure 4.5 & 4.6), corroborating the CT scenario. The camera highlighted the importance of air temperature above the freezing point, which occurred 15 of the 22 days before the release, and were not

highlighted by the CTs. In this regard, the discrepancies of snowfall and air temperature recorded by the time-lapse camera and the weather stations clearly illustrate the need to obtain better meteorological data at a local scale. Indeed, considering that temperatures hovering around 0°C and the possibility of rain throughout the cold season are very well known weather drivers for avalanche activity in the maritime climate (Armstrong and Armstrong, 1987; Hägeli and McClung, 2003; Jamieson, 2006), and particularly for the triggering of wet snow avalanches (Baggi and Schweizer, 2009), this weather data should be recorded from as near as possible to the starting zones. Weather and snowpack drivers of dry and wet avalanche activity may differ significantly, as well as from those of full-depth avalanche occurrence caused by snow gliding, recorded on November 2014. As such, snowpack property monitoring should be implemented. The use of additional weather predictors in CT modeling, especially those concerning temperature variations and snowdrift in this windy coastal environment (Germain *et al.*, 2005; Hétu, 2007), could certainly improve our understanding of the complex snow avalanche regime.

Moreover, the number of avalanche years recorded remains relatively small and limits the accuracy of the CT models. Indeed, the small dataset bring uncertainty for the second or third split, and also influences the sensitivity indicator giving more weight to misclassified events on the percentage of error. The snowfall for January, February and March appears the most important weather parameter, as observed in the first split at AP and RaC. However, these general triggering conditions might be analysed more deeply by using a larger database recording snow avalanche events on a daily basis, which could certainly increased our understanding of the triggering conditions of snow avalanche occurrence.

The tree-ring approach is now widely used to provide a long-term record of avalanche activity (e.g. Corona *et al.*, 2013), but this method only successfully identified approximately 40% of the avalanche events when compared to long-term field

observations (Corona *et al.*, 2012; Schläppy *et al.*, 2013). The tree population available to record subsequent avalanche events following a large and destructive snow avalanche can be significantly reduced and needs to be taken into account. For example, in the two years following the 1956 avalanche event at AP, 22 sampled trees still recorded compression wood related to this event, and as such were removed from the pool of available trees to record a subsequent avalanche event (figure 4.2A). Similar results were observed following the avalanche event of 2003 at the RaC site, with 16 sampled trees temporarily removed (figure 4.2B). Casteller *et al.* (2007) and Garavaglia and Pelfini (2001) reported a similar situation, with the percentage of responses related to compression wood lasting for at least 4 years exceeding 40%. In this respect, the improved tree-ring approach used in the present case study likely allows for a more realistic tree-ring reconstruction, at least for the years following a major event, and could increase the accuracy of long-term dendrogeomorphic reconstructions.

4.6 Summary and conclusion

Eleven and 20 avalanche years were identified since the early twentieth century on the two studied east-facing slopes in the low-elevation coastal valleys of the northern Gaspé Peninsula. Our tree-ring procedure improved the standard, conventional way of processing dendrogeomorphic data by considering not only the timing of growth disturbances (e.g. the onset of reaction wood), but also their duration, and therefore the real availability of trees that could potentially record a subsequent snow avalanche, whereas many trees are still responding to the previous avalanche disturbance. In spite of the yearly resolution of snow avalanche events reconstructed from tree rings, the classification tree algorithms have proven useful and effective in highlighting probable weather conditions responsible for large avalanche events.

On east-facing slopes, snow avalanche occurrence is primarily related to high amounts of cumulative snowfall in January, February, and March. Additional weather predictors, such as episodes of warming temperatures and snowfall of ≥ 10 cm, as well as weather conditions during the early-snowpack formation, also explain the avalanche activity as a second split in the CT models. The full-depth glide avalanche recorded by the time-lapse camera corroborates the CTs. On the west-facing slopes, snow avalanches result from cascading weather conditions leading to the instability of the snowpack at various timescale. In the snowiest years, the occurrence of several episodes of warming temperatures and snowfall of ≥ 10 cm explains avalanche activity, while for other avalanche years, early liquid and solid precipitation (in November and December) are the prominent triggering conditions. These results corroborate the fact that large snow avalanches do not simply follow a direct avalanche regime related to large snowfalls, particularly in a maritime climate characterised by a strong inter- and intra-annual weather variability. The robustness of the CT models could certainly be improved by monitoring the snowpack properties, but also by the inclusion of additional weather predictors (e.g. solar radiation, temperature variation, wind, etc.) that directly influence the layering of the snow cover. For this reason and those mentioned above, the CT models in this study should only be used for descriptive purposes, instead of for prediction. However, the CT approach provided useful insights into the weather drivers of snow avalanche activity in the study area, considering both punctual meteorological events and winter climatic conditions. It is expected that the weather covariates found to be related to snow avalanche occurrence in this work will serve as a starting point for more detailed analysis locally and regionally.

CONCLUSION

Les conditions de déclenchement des avalanches de neige sont très complexes et demeurent sujettes à diverses interprétations. En effet, la variabilité des précipitations (solides et liquides), de la température (positive et négative) et du vent (intensité et direction) joue un rôle important dans la métamorphose du manteau neigeux et, par conséquent, sur les propriétés physiques et mécaniques du couvert de neige. Les grandes lignes de cette relation avalanche-climat ont été identifiées dans le contexte de la Gaspésie septentrionale grâce à, d'une part, l'historique des années de forte activité avalancheuse identifiée à l'aide de la dendrochronologie et, d'autre part, l'identification des conditions météorologiques favorables à l'occurrence des avalanches de neige par l'entremise des arbres de classification.

Cette approche couplée dendrochronologie-arbres de classification a permis une meilleure compréhension de la dynamique avalancheuse au niveau local en l'absence de données historiques. Avec 11 (AP) et 20 (RaC) années avalancheuses identifiées dans cette étude jointes aux 11 (T-3) événements issus de la chronologie de Dubé *et al.* (2004), il a été possible de proposer des conditions météorologiques d'occurrence pour chacun des sites étudiés. De plus, les modifications apportées à l'approche dendrochronologique, lorsqu'il est question des paramètres physiologiques des arbres, semblent apporter des réponses légèrement supérieures à l'approche classique et largement utilisée et ce, notamment suite à un événement majeur. En effet, pour AP et RaC, 22 et 16 échantillons ont été temporairement retirés à cause des séquences de bois de réaction pouvant masquer l'enregistrement d'un événement subséquent. Cet ajustement pourrait améliorer les reconstitutions dendrogéomorphologiques, notamment suite à une avalanche de grande amplitude.

En ce qui a trait aux arbres de classification, ils sont un outil statistique intéressant puisque leur structure en cascade permet la reconnaissance de plusieurs conditions météorologiques favorables au déclenchement des avalanches de neige dans un même couloir. De plus, cette approche s'est avérée utile et adaptée aux phénomènes gravitaires engendrés par différents paramètres météorologiques comme les avalanches de neige. Jumelés à un suivi horaire à l'aide d'une caméra installée en bordure de la zone de départ, les résultats ont permis d'obtenir des données supplémentaires sur la formation du manteau neigeux à l'échelle locale et la dynamique avalancheuse, améliorant ainsi notre compréhension de la relation fréquence-intensité des avalanches de neige dans les basses vallées côtières de la Gaspésie septentrionale.

Trois principales conditions météorologiques favorables à l'occurrence des avalanches de neige ont été identifiées, soit : 1) un hiver caractérisé par d'importantes précipitations solides; 2) l'interaction de chutes de neige et de températures positives; et 3) l'interaction de chutes de neige et de pluie en début de saison. S'ajoutent à ces conditions, l'ensoleillement et la déflation éolienne, deux facteurs grandement influencés par l'orientation des couloirs d'avalanche. En effet, ces paramètres apparaissent des éléments clés quant à la distinction des régimes avalancheux puisque les versants exposés à l'est semblent plus propices aux avalanches. Selon Hétu (2007), la provenance des vents favorise la déflation du manteau neigeux sur les talus exposés à l'ouest, diminuant ainsi la probabilité d'avalanche. De plus, l'orientation de ces versants favorise une exposition prolongée au soleil d'après-midi, ce qui semble jouer un rôle important dans le déclenchement des avalanches. Quant aux versants exposés à l'est, la présence de hautes parois rocheuses en amont des talus protège contre la déflation éolienne et l'exposition du soleil en après-midi, favorisant ainsi la formation et la préservation d'un manteau neigeux pour la période hivernale. De plus, ces versants semblent accumuler une plus grande quantité de neige que celles enregistrées aux stations météorologiques.

Malgré les apports scientifiques à l'avancement des connaissances de la dynamique des avalanches de neige en Gaspésie septentrionale, force est de constater que plusieurs éléments limitent toutefois notre compréhension à une échelle aussi précise. Tout d'abord, la localisation des stations météorologiques à Cap-Chat (75 km) et Cap-Madeleine (35 km) limitent grandement l'utilisation des données. En effet, dans une perspective de modélisation ou d'élaboration de modèles de prévision (probabilistes) des avalanches de neige, l'utilisation de données météorologiques en provenance des vallées au sein desquelles se situent les couloirs étudiés apparaît essentielle. L'ajout d'une station à proximité des sites ou du moins dans une vallée voisine permettrait à tout le moins d'identifier avec davantage de précision le contexte microclimatique de ces basses vallées côtières. Dans le moment, cette lacune rend passablement difficile l'identification exacte des différences de régime avalancheux en fonction de l'orientation des versants. De plus, un suivi de l'activité avalancheuse sur ces versants serait d'une grande utilité afin de déterminer avec précision les conditions de déclenchement à l'échelle journalière. En effet, bien que la dendrochronologie se soit avérée très utile, elle demeure une approche limitée compte tenu de sa résolution annuelle ajoutant ainsi une incertitude supplémentaire lorsqu'il s'agit d'identifier avec précision des conditions de déclenchement. Bien que le recensement des avalanches de neige depuis les années 2000 par le Ministère des Transports soit un début, ce dernier ne concerne que les principaux axes routiers (routes 132 et 198) et, par conséquent, ne concerne pas les avalanches de neige qui surviennent sur les versants situés dans les vallées. Enfin, tel que mentionné par Hétu *et al.* (2015) et Schweizer *et al.* (2008), l'absence de base de données sur les caractéristiques du manteau neigeux complexifie l'interprétation de la relation entre le climat et l'évolution du couvert de neige et apparaît essentielle à la compréhension de la dynamique avalancheuse en Gaspésie septentrionale.

Pour ces raisons et dans une perspective d'améliorer la gestion et la prévention du risque lié aux avalanches de neige, plusieurs études sont nécessaires afin de mieux

comprendre les interactions entre les caractéristiques du manteau neigeux, le climat à différentes échelles spatiales et temporelles, et le régime des avalanches de neige. De plus, des études supplémentaires en Gaspésie centrale, au sein des milieux alpins et subalpins, et l'intégration des conditions météorologiques de déclenchement des avalanches basées sur les arbres de classification seraient utiles à des fins de comparaison avec le milieu côtier. Cela permettrait notamment d'identifier et de quantifier l'influence du climat d'altitude sur la dynamique avalancheuse. Enfin, l'approche développée dendrochronologie-arbres de classification pourrait aussi être utilisée dans le cadre d'études portant sur d'autres processus gravitaires tels que les chutes de pierres, les coulées de débris, les écoulements hyperconcentrés, les écroulements de parois de glace, etc. À cet égard, la grande variabilité des processus gravitaires observés en Gaspésie en fait un lieu de prédilection pour l'étude des mouvements gravitaires et leurs relations avec le climat à différentes échelles.

BIBLIOGRAPHIE

- Armstrong, R.L. et Armstrong, B.R. (1987). Snow and avalanche climate of the western United States: A comparison of maritime, intermountain and continental conditions. *IAHS Publication*, 162, 281-294
- Atwater, M.M. (1954). Snow avalanches. *Scientific American*, 90, 26-31
- Avalanche Canada. (2016). *Trends & patterns 1997-2007*. Récupéré le 23 mars 2016 de <http://old.avalanche.ca/cac/library/patterns-in-avalanche-accidents>
- Baggi, S. et Schweizer, J. (2009). Characteristics of wet-snow avalanche activity : 20 years of observations from a high alpine valley (Dischma, Switzerland). *Natural Hazards*, 50, 97-108
- Bannan, M.W. (1936). Vertical resin ducts in the secondary wood of the Abietineae, *New Phytologist*, 35, 11-46
- Bebi, P., Kulakowski, D. et Rixen, C. (2009). Snow avalanche disturbances in forest ecosystems – state of research and implications for management. *Forest Ecology and Management*, 257, 1883-1892
- Birkeland, K.W. (1998). Terminology and predominant processes associated with the formation of weak layers of near-surface faceted crystals in the mountain snowpack. *Arctic and Alpine Research*, 30, 193-199
- Birkeland, K.W. (2001). Spatial patterns of snow stability throughout a small mountain range. *Journal of Glaciology*, 47, 176-186
- Birkeland, K.W., Johnson, R.F. et Schmidt, D.S. (1998). Near-surface facet crystals formed by diurnal recrystallization: A case study of weak layer formation in the mountain snowpack and its contribution to snow avalanches. *Arctic and Alpine Research*, 30, 200-204
- Birkeland, K.W. et Landry, C.C. (2002). Power-laws and snow avalanches. *Geophysical Research Letters*, 29, 49-1-49-3
- Bollschweiler, M., Stoffel, M., Ehmsch, M. et Monbaron, M. (2007). Reconstructing spatio-temporal patterns of debris-flow activity with dendrogeomorphological

methods, *Geomorphology*, 87, 337–351

- Boucher, D. (2000). Projet d'implantation d'un centre d'avalanche dans le parc de la Gaspésie. Municipalité régionale de comté de Denis-Riverin, Sainte-Anne-des-Monts, 26 p.
- Boucher, D., Filion, L. et Hétu, B. (2003). Reconstitution dendrochronologique et fréquence des grosses avalanches de neige dans un couloir subalpin du mont Hog's Back, en Gaspésie centrale (Québec). *Géographie physique et Quaternaire*, 57(2-3), 159-168
- Boucher, E., Bégin, Y. et Arseneault, D. (2009). Hydro-climatic analysis of mechanical breakups reconstructed from tree-rings, Necopastic water- shed, Northern Québec, Canada. *Journal of Hydrology*, 375, 373–382
- Braam, R.R., Weiss, E.E.J. et Burrough, P.A. (1987). Spatial and temporal analysis of mass movement using dendrochronology, *CATENA*, 14, 573-584
- Bryant, C., Butler, D. et Vitek, J. (1989). A statistical analysis of tree-ring dating in conjunction with snow avalanches : comparison of on-path versus off-path responses, *Environmental Geology and Water Sciences*, 14, 53-59
- Burrows, C.J. et Burrows, V.L. (1976). Procedures for the study of snow avalanche chronology using growth layers of woody plants. *Institute of Arctic and Alpine Research*, Boulder, Occasional Paper, 23, 54 p.
- Butler, D.R. et Malanson, G.P. (1985). A history of high-magnitude snow avalanches, southern Glacier National Park, Montana, U.S.A., *Mountain Research and Development*, 5, 175-182
- Butler, D., Malanson, G.P. et Oelfke, J.G. (1987). Tree-ring analysis and natural hazard chronologies: minimum sample sizes and index values, *The Professional Geographer*, 39, 41-47
- Butler, D. R. et Sawyer, C. F. (2008). Dendrogeomorphology and high-magnitude snow avalanches: a review and case study, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8, 303-309
- Butler, D.R., Sawyer, C.F. et Maas, J.A. (2010). Tree-Ring Dating of Snow Avalanches in Glacier National Park, Montana, USA. Mountain. In: M. Stoffel, M. Bollschweiler, D.R. Butler et B.H. Luckman (eds) Tree rings and natural hazards: A state-of-the-art, Berlin, Heidelberg, New York, Springer, 35-46
- Carrara, P. E. (1979). The determination of snow avalanche frequency through tree-

- ring analysis and historical records at Ophir, Colorado. *Geological Society of America Bulletin*, 90, 773-780
- Casteb Brunet, H., Eckert, N. et Giraud, G. (2012). Snow and weather climatic control on snow avalanche occurrence fluctuations over 50 yr in the French Alps. *Climate of the Past*, 8, 855-875
- Casteller, A., Stöckli, V., Villalba, R. et Mayer, A. C. (2007). An Evaluation of Dendroecological Indicators of Snow Avalanches in the Swiss Alps. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 39(2), 218-228
- Casteller, A., Christen, M., Villalba, R., Martínez, H., Stöckli, V., Leiva, J.C. et Bartelt, P. (2008). Validating numerical simulations of snow avalanches using dendrochronology: The Cerro Ventana event in Northern Patagonia, Argentina, *Natural Hazards and Earth Systems Sciences*, 8, 433-443
- Casteller, A., Villalba, R., Araneo, D. et Stöckli, V. (2011). Reconstructing temporal patterns of snow avalanches at Lago del Desierto, southern Patagonian Andes. *Cold Regions Science and Technology*, 67(1-2), 68-78
- Chiroiu, P., Stoffel, M., Onaca, A. et Urdea, P. (2015). Testing dendrogeomorphic approaches and thresholds to reconstruct snow avalanche activity in the Făgăraș Mountains (Romanian Carpathians). *Quaternary Geochronology*, 27, 1-10
- Chiroiu, P., Ardelean, A. C., Onaca, A., Voiculescu, M. et Ardelean, F. (2016). Assessing the anthropogenic impact on geomorphic processes using tree-rings : a case study in the Făgăraș Mountains (Romanian Carpathians). *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, 11, 27-36
- Cooperstein, M.S., Birkeland, K.W. et Hansen, K.J. (2004). The effects of slope aspect on the formation of surface hoar and diurnally recrystallized near-surface faceted crystals: Implications for avalanche forecasting. *Proceedings of the 2004 International Snow Science Workshop, Jackson Hole, Wyoming*, 83-93
- Corona, C., Rovéra, G., Lopez Saez, J., Stoffel, M. et Perfettini, P. (2010). Spatio-temporal reconstruction of snow avalanche activity using tree rings: Pierres Jean Jeanne avalanche talus, Massif de l'Oisans, France. *Catena*, 83(2-3), 107-118
- Corona, C., Lopez Saez, J., Stoffel, M., Bonnefoy, M., Richard, D., Astrade, L. et Berger, F. (2012). How much of the real avalanche activity can be captured with tree rings? An evaluation of classic dendrogeomorphic approaches and comparison with historical archives. *Cold Regions Science and Technology*, 74-75, 31-42

- Corona, C., Lopez Saez, J., Stoffel, M., Rovéra, G., Edouard, J.L. et Berger, F. (2013). Seven centuries of avalanche activity at Echalp (Queyras massif, southern French Alps) as inferred from tree rings. *The Holocene*, 23, 292-304
- Davis, R.E., Elder, K., Howlett, D. et Bouzaglou, E. (1999). Relating storm and weather factors to dry slab avalanche activity at Alta, Utah, and Mammoth Mountain, California, using classification and regression trees. *Cold Regions Science and Technology*, 30, 79-89
- Decaulne, A. (2007). Snow-avalanche and debris-flow hazards in the fjords of north-western Iceland, mitigation and prevention. *Natural Hazards*, 41, 81-98
- Decaulne, A. et Saemundsson, Þ. (2006). Meteorological conditions during slush-flow release and their geomorphological impact in northwestern Iceland: A case study from the Bíldudalur valley. *Geografiska Annaler*, 88, 1-11
- Decaulne, A. et Sæmundsson, Þ. (2008). Dendrogeomorphology as a tool to unravel snow-avalanche activity: preliminary results from the Fnjóskadalur test site, Northern Iceland. *Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography*, 62, 55-65
- Decaulne, A., Eggertsson, Ó. et Sæmundsson, Þ. (2012). A first dendrogeomorphologic approach of snow avalanche magnitude-frequency in Northern Iceland. *Geomorphology*, 167-168, 35-44
- Decaulne, A., Eggertsson, O., Laute, K. et Beylich, A.A. (2014). A 100-year extreme snow-avalanche record based on tree-ring research in upper Bodalen, inner Nordfjord, western Norway. *Geomorphology*, 218, 3-15
- DeGraff, I.V. et Agard, S.S. (1984). Defining Geologic Hazards for Natural Resources Management Using Tree-Ring Analysis, *Environmental Geology and Water Sciences*, 6(3), 147-155
- Dionne, J.-C. (1977). La mer de Goldthwait au Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(1-2), 61-80
- Dorren, L. et Berger, F. (2006). Stem breakage of trees and energy dissipation during rockfall impacts, *Tree Physiology*, 26, 63-71
- Dubé, S., Fillion, L. et Hétu, B. (2004). Tree-ring reconstruction of high-magnitude snow avalanches in the northern gaspé peninsula, Quebec, Canada. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 36(4), 555-564
- Enos, P. (1969). Cloridorme Formation, middle Ordovician Flysch, Northern Gaspé

- Peninsula, Quebec. *Geological Society of America, Special paper*, 66 p.
- Environnement Canada, (2015). *Données des stations pour le calcul des normales climatiques au Canada de 1981 à 2010*. Récupéré le 11 mars 2016 de http://climat.meteo.gc.ca/climate_normals/results_1981_2010_f.html?stnID=5843&lang=f&province=QC&provSubmit=go&page=126&dCode=0
- Filion, L., Payette, S., Gauthier, L. et Boutin, Y. (1986). Light rings in subarctic conifers as a dendrochronological tool. *Quaternary Research*, 26, 272-279
- Fitzharris, B.B. (1981) Frequency and climatology of major avalanches at Rogers Pass, 1909 to 1977. *National Research Council of Canada*. No. 956
- Fortin, G., Héту, B. et Germain, D. (2011). Climat hivernal et régimes avalancheux dans les corridors routiers de la Gaspésie septentrionale (Québec, Canada). *Climatologie*, 8, 9-25
- Fortin, G., Héту, B., Gauthier, F. et Germain, D. (2015). *Extrêmes Météorologiques Et Leurs Impacts Géomorphologiques: Le Cas De La Gaspésie. XXVIIIe Colloque de l'Association Internationale de Climatologie*
- Frazer, G.W. (1985). *Dendrogeomorphic Evaluation of Snow Avalanche History at Two Sites in Banff National Park*. (Mémoire de maîtrise non publié). University of Western Ontario
- Fukuzawa, T. et Akitaya, E. (1993). Depth-hoar crystal growth in the surface layer under high temperature gradient. *Annals of Glaciology*, 18, 39-45
- Gagnon, R.M. (1970). Climat des Chic-Chocs. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, Rapport MP 36, 103 p.
- Garavaglia, V. et Pelfini, M. (2011) The role of border areas for dendrochronological investigations on catastrophic snow avalanches: A case study from the Italian Alps. *Catena*, 87, 2, 209-215
- Germain, D. (2016). Snow avalanche hazard assessment and risk management in northern Quebec, eastern Canada. *Natural Hazards*, 80(2), 1303-1321
- Germain, D., Filion, L. et Héту, B. (2005). Snow avalanche activity after fire and logging disturbances , northern Gaspé Peninsula, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Science*, 42, 2103-2116
- Germain, D., Filion, L. et Héту, B. (2009). Snow avalanche regime and climatic conditions in the Chic-Choc Range, eastern Canada. *Climatic Change*, 92, 141-

- Germain, D., Hétu, B. et Fillion, L. (2010). Tree-Ring Based Reconstruction of Past Snow Avalanche Events and Risk Assessment in Northern Gaspé Peninsula (Québec, Canada). Dans M. Stoffel, M. Bollschweiler, D.R. Butler & B.H. Luckman (dir) *Tree rings and natural hazards: A state-of-the-art*, Berlin, Heidelberg, New York, Springer, p. 51-73
- Goudie, A. S. (2004). *Encyclopedia of geomorphology*. New York, Routledge
- Graveline, M.-H. et Germain, D. (2016). Ice-block fall and snow avalanche hazards in northern Gaspésie (eastern Canada): Triggering weather scenarios and process interactions. *Cold Regions Science and Technology*, 123, 81-90
- Hägeli, P. et McClung, D. M. (2003). Avalanche characteristics of a transitional snow climate—Columbia Mountains, British Columbia, Canada. *Cold Regions Science and Technology*, 37, 255-276
- Hägeli, P. et McClung, D. (2007). Expanding the snow-climate classification with avalanche-relevant information: initial description of avalanche winter regimes for Southwestern Canada. *Journal of Glaciology*, 52, 266-276
- Heinrich, I., Gärtner, H. et Monbaron, M. (2007) Wood anatomy and dendrogeomorphology – reaction wood varieties caused by different experimental treatments, *TRACE – Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology*, 5, 224–232
- Hendriks, J., Owens, I., Carran, W. et Carran, A. (2005). Avalanche activity in an extreme maritime climate: The application of classification trees for forecasting. *Cold Regions Science and Technology*, 43(1-2), 104-116
- Hendriks, J., Murphy, M. et Onslow, T. (2014). Classification trees as tool for operational avalanche forecasting on the Seward Highway, Alaska. *Cold Regions Science and Technology*, 47, 180-192
- Hétu, B. (1990). Évolution récente d'un talus d'éboulis en milieu forestier, Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 44(2), 199-215
- Hétu, B. (2007). Les conditions météorologiques propices au déclenchement des avalanches de neige dans les corridors routiers du nord de la Gaspésie, Québec, Canada. *Géographie physique et Quaternaire*, 61(2-3), 165-180
- Hétu, B. et Gray, J.T. (1980). Évolution postglaciaire des versants de la région de Mont-Louis, Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 34(2),

187-208

- Hétu, B. et Gray, J.T. (1985). Le modelé glaciaire du centre de la Gaspésie septentrionale, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 39(1), 47
- Hétu, B. et Vandelac, P. (1989). La dynamique des éboulis schisteux au cours de l'hiver, Gaspésie septentrionale, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 43(3), 389-406
- Hétu, B., Van Steijn, H. et Vandelac, P. (1994). Les coulées de pierres glacées: un nouveau type de coulées de pierraille sur les talus d'éboulis. *Géographie physique et Quaternaire*, 48(1), 3-22
- Hétu, B. et Gray, J.T. (2000). Effects of environmental change on scree slope development throughout the postglacial period in the Chic-Choc Mountains in the northern Gaspé Peninsula, Québec. *Geomorphology*, 32, 335-355
- Hétu, B., Brown, K. et Germain, D. (2011). Les victimes d'avalanche au Québec entre 1825 et 2009. *Le Géographe Canadien*, 55(3), 273-287
- Hétu, B., Fortin, G. et Brown, K. (2015). Climat hivernal, aménagement du territoire et dynamique des avalanches au Québec méridional: une analyse à partir des accidents connus depuis 1825. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 52, 307-321
- Jamieson, J.B. (2006). Formation of refrozen snowpack layers and their role in slab avalanche release. *Review of Geophysics*, 44, (2), 1-15
- Johnson, E.A. (1987). The relative importance of snow avalanche disturbance and thinning on canopy plant populations, *Ecology*, 68, 43-53
- Jomelli, V., Delval, C., Grancher, D., Escande, S., Brunstein, D., Hétu, B., Filion, L. et Pech, P. (2007). Probabilistic analysis of recent snow avalanche activity and weather in the French Alps. *Cold Regions Science and Technology*, 47, 180-192
- Kattelman, R. (1985). Wet slab instability. In: Proceedings of the International Snow Science Workshop, Aspen, Colorado, USA, 24-27 October 1984. ISSW 1985 Workshop Committee, Aspen, CO, USA, 102-108
- Kogelnig-Mayer, B., Stoffel, M., Schneuwly-Bollschweiler, M., Hübl, J. et Rudolf-Miklau, F. (2011). Possibilities and limitations of dendrogeomorphic time-series reconstructions on sites influenced by debris flows and frequent snow avalanche activity. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 43, 649-658

- Kuroda, K. et Shimaji, K. (1983). Traumatic resin canal formation as a marker of xylem growth. *Forest Science*, 29, 653–659
- Labelle, C. et Richard, P.J.H. (1984). Histoire postglaciaire de la végétation dans la région de Mont-Saint-Pierre, Gaspésie, Québec. *Géographie Physique et Quaternaire*, 38, 257-274
- Lafortune, M., Fillion, L. et Hétu, B. (1997). Dynamique d'un front forestier sur un talus d'éboulis actif en climat tempéré froid (Gaspésie, Québec). *Géographie physique et Quaternaire*, 51(1), 67-80
- Lagadec, A., Boucher, É. et Germain, D. (2015). Tree ring analysis of hydro-climatic thresholds that trigger ice jams on the Mistassini River, Quebec. *Hydrological Processes*, 29(23), 4880-4890
- Laxton, S.C. et Smith, D.J. (2008). Dendrochronological reconstruction of snow avalanche activity in the Lahul Himalaya, Northern India. *Natural Hazards*, 49, 459–467
- Lebuis, J. et David, P. P. (1977). La stratigraphie et les événements du Quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3-4), 275-296
- Liverman, D., Batterson, M., Taylor, D. et Ryan, J. (2001). Geological hazards and disasters in Newfoundland and Labrador. *Canadian Geotechnical Journal*, 38(5), 936-956
- Luckman, B. (2010). Dendrogeomorphology and Snow Avalanche Research, in: M. Stoffel, M. Bollschweiler, D.R. Butler & B.H. Luckman (dir) *Tree rings and natural hazards: A state-of-the-art*, Berlin, Heidelberg, New York, Springer, p. 27-34
- Martin, J.P. et Germain, D. (2016a). Can we discriminate snow avalanches from other disturbances using the spatial patterns of tree-ring response? Case studies from the Presidential Range, White Mountains, New Hampshire, United States. *Dendrochronologia*, 37, 17-32
- Martin, J.P. et Germain, D. (2016b). Dendrogeomorphic reconstruction of snow avalanche regime and triggering weather conditions: A classification tree model approach. *Progress in Physical Geography*, 40(2), 1-22
- McClung, D. et Schaerer, P. (2006). The avalanche handbook. The Mountaineers Books, Seattle, WA, USA, 342 p.

- McGerrigle H.W. (1959): Région de la rivière Madeleine, Ministère des Mines. Québec. R.G. 77 p.
- Mears, A.I. (1975). Dynamics of Dense Snow Avalanches Interpreted from Broken Trees. *Geology*, 3, 521-523
- Mock, C. J. et Birkeland, K. W. (2000). Snow avalanche climatology of the Western United States Mountain Ranges. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(10), 2367-2392
- Mundo, I.A., Barrera, M.D. et Roig, F.A. (2007). Testing the utility of *Nothofagus pumilio* for dating a snow avalanche in Tierra del Fuego, Argentina. *Dendrochronologia*, 25, 19-28
- Muntán, E., Andreu, L., Oller, P., Gutiérrez, E. et Martínez, P. (2004). Dendrochronological study of the Canal del Roc Roig avalanche path: first results of the Aludex project in the Pyrenees. *Annals of Glaciology*, 38(1), 173-179
- Nagy, N.E., Franceschi, V.R., Solheim, H., Krekling T. et Christiansen, E. (2000). Wound-induced traumatic resin duct formation in stems of Norway spruce (Pinaceae): anatomy and cytochemical traits. *American Journal of Botany*. 87, 313-320
- Payette, S. et Boudreau, F. (1984). Évolution postglaciaire des hauts sommets alpins et subalpins de la Gaspésie. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21(3), 319-335
- Pederson, G.T., Reardon, B.A., Caruso, C.J. et Fagre, D.B. (2006). High resolution tree-ring based spatial reconstructions of snow avalanche activity in Glacier National Park, Montana, USA, ISSW Proceedings, Telluride, CO, 436-443
- Pop, O.T., Gavrilă, I.G., Roșian, G., Meseșan, F., Decaulne, A., Holobacă, I.H. et Anghel, T. (2016). A century-long snow avalanche chronology reconstructed from tree-rings in Parâng Mountains (Southern Carpathians, Romania). *Quaternary International*. 415, 230–240
- Potter, N. (1969). Tree-Ring Dating of Snow Avalanche Tracks and the Geomorphic Activity of Avalanches , Northern Absaroka Mountains, Wyoming. *Geological Society of America*, 103, 141-169
- Purves, R.S., Morrison, K.W., Moss, G. et Wright, D.S.B. (2003). Nearest neighbours for avalanche forecasting in Scotland – development, verification and optimisation of a model. *Cold regions Science and Technology*, 37, 343-355

- Rayback, S.A. (1998). A dendrogeomorphological analysis of snow avalanches in the Colorado Front Range, USA, *Physical Geography*, 19, 502-512
- Reardon, B.A., Pederson, G.T., Caruso, C.J. et Frage, D.G. (2008). Spatial reconstructions and comparisons of historic snow avalanche frequency and extent using tree rings in Glacier National Park, Montana, U.S.A. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 40, 148–160
- Schaerer, P. A. (1972) Terrain and vegetation of snow avalanche sites at Rogers Pass, British Columbia. Dans O. Slaymaker et H. J. McPherson, eds., *Mountain Geomorphology: Geomorphological Processes in the Canadian Cordillera*. Vancouver, British Columbia, Canada: Tantalus Research
- Schaerer, P.A. (1977). Analysis of snow avalanche terrain. *Canadian Geotechnical Journal*, 14, 281-287
- Schläppy, R., Jomelli, V., Grancher, D., Stoffel, M., Corona, C., Brunstein, D., Eckert, N. et Deschatres, M. (2013). A New Tree-Ring-Based , Semi-quantitative Approach for the Determination of Snow Avalanche Events : Use of Classification Trees for Validation. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 45(3), 383-395
- Schläppy R., Eckert N., Jomelli V., Stoffel M., Grancher D., Brunstein D., Naaïm M., Deschatres M. (2014). Validation of extreme snow avalanches and related return periods derived from a statistical–dynamical model using tree-ring techniques. *Cold Regions Science and Technology*, 99, 12-26
- Schläppy, R., Jomelli, V., Eckert, N., Stoffel, M., Grancher, D., Brunstein, D., Corona, C. et Deschatres, M. (2016). Can we infer avalanche–climate relations using tree-ring data? Case studies in the French Alps. *Regional Environmental Change*, 16(3), 629-642
- Schneebeli, M. (2004). Mechanisms in wet snow avalanche release. *Proceedings ISSMA-2004, international symposium on snow monitoring and avalanches*. Snow and Avalanches Study Establishment, India, Manali, India, 12-16 April 2004, pp. 75-77
- Schneuwly, D. M. et Stoffel, M. (2008). Tree-ring based reconstruction of the seasonal timing, major events and origin of rockfall on a case-study slope in the Swiss Alps. *Natural Hazards and Earth System Science*, 8(2), 203-211
- Schweingruber, F.H. (1996). *Tree Rings and Environment. Dendroecology*. Paul Haupt, Bern, Stuttgart, Wien. p. 609

- Schweizer, J., Jamieson, J.B. et Schneebeli, M. (2003). Snow avalanche formation. *Review of Geophysics*, 41, 4
- Schweizer, J., Kronholm, K., Jamieson, J. B. et Birkeland, K. W. (2008). Review of spatial variability of snowpack properties and its importance for avalanche formation. *Cold Regions Science and Technology*, 51(2-3), 253-272
- Shroder, J. F. (1978). Dendrogeomorphological analysis of mass movement on Table Cliffs Plateau, Utah. *Quaternary Research*, 9(2), 168-185
- Shroder, J. F. (1980). Dendrogeomorphology: review and new techniques of tree-ring dating. *Progress in Physical Geography*, 4(1), 161-188
- Stoffel, M. (2008). Dating past geomorphic processes with tangential rows of traumatic resin ducts. *Dendrochronologia*, 26(1), 53-60.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M. et Hassler, G. (2006). Differentiating past events on a cone influenced by debris-flow and snow avalanche activity – a dendrogeomorphological approach. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(11), 1424- 1437
- Stoffel, M. et Perret, S. (2006). Reconstructing past rockfall activity with tree rings: Some methodological considerations. *Dendrochronologia*, 24(1), 1-15
- Stoffel, M. et Hitz, O. M. (2008). Rockfall and snow avalanche impacts leave different anatomical signatures in tree rings of juvenile *Larix decidua*. *Tree physiology*, 28(11), 1713-1720
- Stoffel, M. et Bollschweiler M. (2008). Tree-ring analysis in natural hazards research—an overview. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 8, 187-202
- Stoffel, M. et Bollschweiler, M. (2009). What tree rings can tell about earth–surface processes. Teaching the principles of dendrogeomorphology. *Geography Compass*, 3(3), 1013-1037
- Stoffel, M., Bollschweiler, D., Butler, D.R. et Luckman, B.H. (2010). Tree Rings and Natural Hazards : An introduction, Dans M. Stoffel, M. Bollschweiler, D.R. Butler & B.H. Luckman (dir) *Tree rings and natural hazards: A state-of-the-art*, Berlin, Heidelberg, New York, Springer, p. 51-73
- Stoffel, M., Butler, D.R. et Corona, C. (2013). Mass movements and tree rings: A guide to dendrogeomorphic field sampling and dating. *Geomorphology*, 200, 106-120

- Stoffel, M. et Corona, C. (2014). Dendroecological dating of geomorphic disturbance in trees. *Tree-ring research*, 70, 3-20
- Strunk, H. (1991). Frequency distribution of debris flows in the Alps since the 'Little Ice Age'. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 83(1), 71-81
- Strunk H. (1997). Dating of geomorphological processes using dendrogeomorphological methods. *Catena*, 31, 137-151
- Szymczak, S., Bollschweiler, M., Stoffel, M. et Dikau, R. (2010). Debris-flow activity and snow avalanches in a steep watershed of the Valais Alps (Switzerland): Dendrogeomorphic event reconstruction and identification of triggers. *Geomorphology*, 116(1-2), 107-114
- Therneau, T.M. et Atkinson, E.J. (2015). An Introduction to Recursive Partitioning using the RPART Routines. Technical Report. Mayo Foundation
- Timell, T. E. (1986). *Compression wood in gymnosperms*. Berlin, Germany, Springer
- Veillette, J. et Cloutier, M. (1993). Géologie des formations en surface, Gaspésie, Québec. Commission géologique du Canada, Ottawa, carte 1804A, échelle de 1/250 000.
- Voiculescu, M. et Onaca, A. (2013). Snow avalanche assessment in the Sinaia ski area (Bucegi Mountains, Southern Carpathians) using the dendrogeomorphology method. *Area*, 45, 109-122
- Voiculescu, M. et Onaca, A. (2014). Spatio-temporal reconstruction of snow avalanche activity using dendrogeomorphological approach in Bucegi Mountains Romanian Carpathians. *Cold Regions Science and Technology*, 104-105, 63-75
- Yoshimura, K., Itoh, T. et Shimaji, K. (1981). Studies on the improvement of the pinning method for marking xylem growth. II. Pursuit of the time sequence of abnormal tissue formation in loblolly pine. *Mokuzai Gakkaishi*, 27(11), 755-760